POLSKIE TOWARZYSTWO GLEBOZNAWCZE

ROCZNIKI GLEBOZNAWCZE

ЕЖЕГОДНИК ПОЧВОВЕДЕНИЯ

SOIL SCIENCE ANNUAL

TOM XL

Nr 3/4

SYSTEMATYKA GLEB POLSKI

Wydanie czwarte

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1989

KOMITET REDAKCYJNY

Saturnin Borowiec, Jan Gliński, Eugeniusz Gorlach, Mieczysław Górny, Tomasz Komornicki, Krystyna Konecka-Betley, Stanisław Kowaliński, Franciszek Kuźnicki, Jerzy Marcinek, Teofil Mazur, Stanisław Moskal (przewodniczący), Władysław Myśków, Henryk Okruszko, Zbigniew Prusinkiewicz, Michał Strzemski, Władysław Trzciński, Saturnin Zawadzki

REDAKTOR

WŁADYSŁAW TRZCIŃSKI

Wydane z pomocą finansową Polskiej Akademii Nauk

Adres Redakcji ROCZNIKÓW GLEBOZNAWCZYCH
02-520 Warszawa
ul. Wiśniowa 61
Polskie Towarzystwo Gleboznawcze

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE – WARSZAWA MIODOWA 10

SKŁAD KOMISJI V GENEZY, KLASYFIKACJI I KARTOGRAFII GLEB POLSKIEGO TOWARZYSTWA GLEBOZNAWCZEGO

Franciszek Kuźnicki (przewodniczący), Krystyna Konecka-Betley, Stanisław Białousz (sekretarz), Bolesław Adamczyk, Eugeniusz Barański, Renata Bednarek, Jan Borkowski, Saturnin Borowiec, Józef Borowiec, Wojciech Cieśla, Bohdan Dobrzański, Danuta Czępińska-Kamińska, Henryk Kern, Tomasz Komornicki, Stanisław Kowaliński, Alojzy Kowalkowski, Lucjan Królikowski, Jerzy Marcinek, Edward Niedźwiedzki, Henryk Okruszko, Urszula Pokojska, Zbigniew Prusinkiewicz, Marek Prószyński, Antoni Sienkiewicz, Piotr Skłodowski, Michał Strzemski, Czesław Święcicki, Regina Truszkowska, Ryszard Turski, Hjalmar Uggla, Stanisław Uziak, Bogumił Wicik, Tadeusz Witek, Saturnin Zawadzki

Czwarte wydanie *Systematyki* opracowali:

Franciszek Kuźnicki, Stanisław Białousz, Wojciech Cieśla, Bohdan Dobrzański, Krystyna Konecka-Betley, Tomasz Komornicki, Alojzy Kowalkowski, Lucjan Królikowski, Jerzy Marcinek, Henryk Okruszko, Zbigniew Prusinkiewicz, Ryszard Turski, Stanisław Uziak

Przy udziale:

Józefa Borowca, Bolesława Adamczyka, Urszuli Pokojskiej, Renaty Bednarek

Przygotowali do druku:

Franciszek Kuźnicki, Stanisław Białousz, Krystyna Konecka-Betley, Alojzy Kowalkowski, Jerzy Marcinek, Zbigniew Prusinkiewicz

SPIS TREŚCI

Wstęp do wydania czwartego 7
Kryteria ustalania jednostek systematyki gleb Polski . 8
Definicje i symbole poziomów glebowych . 10
Założenia wstępne 10
Identyfikacja poziomów i warstw glebowych . 10
Poziomy diagnostyczne gleb mineralnych. Definicje . . . 16
Diagnostyczne poziomy powierzchniowe (epipedony) . . . 17
Diagnostyczne poziomy podpowierzchniowe (endopedony) . 22

Systematyka gleb

I. Gleby litogeniczne 33
IA. Gleby mineralne bezwęglanowe słabo wykształcone . . 34
IA1. Gleby inicjalne skaliste (litosole) . 34
IA2. Gleby inicjalne luźne (regosole) . 35
IA3. Gleby inicjalne ilaste (pelosole) 36
IA4. Gleby bezwęglanowe słabo wykształcone ze skał masywnych (rankery) . 36
IA5. Gleby słabo wykształcone ze skał luźnych (arenosole) 37
IB. Gleby wapniowcowe o różnym stopniu rozwoju . 38
IB1. Rędziny . . . 38
IB2. Pararędziny 42
II. Gleby autogeniczne . . 45
IIA. Gleby czarnoziemne . 45
IIA1. Czarnoziemy . 45
IIB. Gleby brunatnoziemne . . . 47
IIB1. Gleby brunatne właściwe . 47
IIB2. Gleby brunatne kwaśne . 49
IIB3. Gleby płowe (lessivés) . 51
IIC. Gleby bielicoziemne . 54
IIC1. Gleby rdzawe . 55
IIC2. Gleby bielicowe . 58
IIC3. Bielice . . . 59
III. Gleby semihydrogeniczne . . 61
IIIA. Gleby glejo-bielicoziemne . 61
IIIA1. Gleby glejobielicowe . 62
IIIA2. Glejobielice . 63
IIIB. Czarne ziemie . 64
IIIC. Gleby zabagniane 67
IIIC1. Gleby opadowo-glejowe (pseudoglejowe) . 67
IIIC2. Gleby gruntowo-glejowe . . . 68
IV. Gleby hydrogeniczne . . . 70
IVA. Gleby bagienne . . . 72
IVA1. Gleby mułowe 72
IVA2. Gleby torfowe . 74

IVB. Gleby pobagienne . . 76
IVB1. Gleby murszowe . 76
IVB2. Gleby murszowate . 79
V. Gleby napływowe . 81
VA. Gleby aluwialne . . 81
VA1. Mady rzeczne . 81
VA2. Mady morskie . 83
VB. Gleby deluwialne . 83
VI. Gleby słone 85
VIA. Gleby słono-sodowe . 85
VIA1. Solonczaki 86
VIA2. Gleby solonczakowate . 86
VIA3. Solońce . 86
VII. Gleby antropogeniczne . 87
VIIA. Gleby kulturoziemne . 88
VIIA1. Hortisole . 88
VIIA2. Rigosole 88
VIIB. Gleby industrio- i urbanoziemne 88
VIIB1. Gleby o nie wykształconym profilu, antropogeniczne . 90
VIIB2. Gleby próchniczne antropogeniczne . . . 90
VIIB3. Pararędziny antropogeniczne . 90
VIIB4. Gleby słone antropogeniczne 90
Tabela 1. Systematyka gleb Polski oraz korelacje podtypów z jednostkami Soil Taxonomy (1975)
Systematics of Polish soils and correlation of soil units according to the Soil Taxonomy (1975) . 91
Literatura . 97
Rezume 100
Summary . 102
Aneksy
Aneks I. Charakterystyka typów próchnic leśnych . 105
Aneks II. Klasyfikacja i opis struktury glebowej . . 109
Aneks III. Rodzaje rędzin 116
Aneks IV. Ważniejsze rodzaje i gatunki gleb 119
Aneks V. Zasady podziału gleb hydrogenicznych na rodzaje oraz łączenie rodzajów w prognostyczne kompleksy wilgotnościowo-glebowe . 134
Aneks VI. Siedliska na glebach hydrogenicznych . 138
Aneks VII. Rodzaje gleb antropogenicznych . 149
Aneks VIII. Smolnice . 150

WSTĘP
DO WYDANIA CZWARTEGO

Czwarte wydanie *Systematyki gleb Polski*, podobnie jak poprzednie, oparte jest na kryteriach przyrodniczych. Wszystkie gleby podzielono na działy, w których wyróżniono rzędy, typy i podtypy, w zależności od przebiegu procesów glebotwórczych. Te z kolei zależą w dużym stopniu od właściwości utworów macierzystych (rodzajów i gatunków gleb).

Charakterystyka wyodrębnionych jednostek systematyki gleb została przedstawiona w rozdziale pt. Kryteria ustalania jednostek systematyki gleb Polski.

Przemiany, jakie zachodzą w glebach w różnych okresach ich rozwoju, określane mianem *procesów glebotwórczych*, wyrażone są w morfologii profilu, zwłaszcza w postaci poziomów genetycznych. Poziomy te, wyodrębniane w klasyfikacjach genetycznych, w szerszym ujęciu odpowiadają poziomom diagnostycznym.

W czwartym wydaniu *Systematyki gleb Polski* poziomom diagnostycznym gleb poświęcono osobny rozdział. W nawiązaniu do niego zweryfikowano i uzupełniono symbole i nazwy poziomów oraz warstw glebowych. Nowe wydanie *Systematyki* zawiera również tabelę korelacji (tab. 1) między jednostkami wyróżnionymi w systematyce gleb Polski a jednostkami przyjętymi w klasyfikacji gleb według FAO (Dudal 1968, 1969) i w Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 1975).

Wykorzystanie w czwartym wydaniu *Systematyki gleb Polski* klasyfikacji amerykańskiej, ujętej w Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 1975) oraz klasyfikacji FAO (Dudal 1968, 1969), było wielokrotnie dyskutowane w zespołach roboczych V Komisji. W rezultacie w nowej wersji systematyki gleb Polski uwzględniono główne założenia tych nomenklatur, przyjętych zresztą w wielu krajach. Nie oznacza to rezygnacji z polskiej myśli gleboznawczej, wyrażającej się w genetycznym podziale gleb Polski.

Na specjalne podkreślenie zasługują zmiany wprowadzone w czwartym wydaniu *Systematyki*:

1. W dziale gleb litogenicznych wyróżniono i scharakteryzowano różne rodzaje rędzin w zależności od formacji geologicznej skał macierzystych. Podział taki ma duże znaczenie z punktu widzenia rozpoznawania właściwości tych gleb.

2. Czarne ziemie zostały włączone do działu gleb semihydrogenicznych w randze rzędu i typu. Wśród czarnych ziem wydzielono podtypy w zależności od nakładania się na cechy głównego procesu glebotwórczego dodatkowo cech innych procesów glebotwórczych.

3. Kryteria genetyczne, fizykochemiczne i morfologiczne wydzielania poszczególnych typów i podtypów zostały w obecnym wydaniu *Systematyki* ściślej określone.

Stwierdzono np. że na niewielkich obszarach gleb południowej i południowo-wschodniej części Polski występują czarnoziemy reliktowe, które w obecnych warunkach klimatycznych uległy znacznej degradacji. Gleby te różnią się od czarnoziemów leśno-łąkowych, zaliczanych obecnie do czarnych ziem semihydrogenicznych.

Właściwości fizykochemiczne poszczególnych typów gleb zostały w IV wydaniu *Systematyki* dość szeroko scharakteryzowane. Ekologiczny punkt widzenia na kształtowanie się gleb podkreślono w definicji typu glebowego jako podstawowej genetycznej jednostki systematyki gleb. Charakterystyka poszczególnych jednostek typologicznych została opracowana w nawiązaniu do odpowiednich zbiorowisk roślinnych.

Niniejsze wydanie *Systematyki gleb Polski* stanowi dalszy krok w kierunku stworzenia precyzyjniejszych kryteriów podziału gleb, co stanowić może podstawę i ułatwienie do opracowania nowoczesnych map i podziałów użytkowych gleb.

KRYTERIA USTALANIA JEDNOSTEK SYSTEMATYKI GLEB POLSKI

Gleba jest naturalnym tworem wierzchniej warstwy skorupy ziemskiej, powstałym ze zwietrzeliny skalnej w wyniku oddziaływania na nią zmieniających się w czasie zespołów organizmów żywych i czynników klimatycznych w określonych warunkach rzeźby terenu. Na obszarach zasiedlonych przez człowieka ważnym czynnikiem modyfikującym kształtowanie się gleb był i jest wpływ działalności ludzkiej: pasterskiej, rolniczej, urbanizacyjnej, przemysłowej i innej.

Gleba jest układem trójfazowym, złożonym z fazy stałej, płynnej i gazowej. Jest ona ożywionym tworem przyrody, który ma zdolność produkcji biomasy i w którym zachodzą ciągłe procesy rozkładu i syntezy zarówno związków mineralnych, jak i organicznych oraz ich przemieszczanie i akumulacja. Gleba jest integralnym składnikiem wszystkich ekosystemów lądowych i niektórych wodnych, podlegających stałej ewolucji. W procesie rozwoju następuje zróżnicowanie gleby na określone *poziomy genetyczne*. Rodzaj, układ i właściwości poziomów genetycznych są wynikiem minionych i współczesnych procesów

glebotwórczych przebiegających w określonych warunkach środowiska geograficznego. Zespół poziomów genetycznych tworzy daną glebę. Morfologia i właściwości poziomów genetycznych stanowią jedno z podstawowych kryteriów podziału gleb. Gleba jest podstawowym elementem gospodarstwa wiejskiego.

Oprócz pojęcia *profil glebowy*, związanego z przekrojem gleby w płaszczyźnie pionowej, tj. z dwuwymiarowym obrazem gleby, używa się w gleboznawstwie pojęcia *pedon*, ujmującego glebę jako utwór trójwymiarowy. Pedon jest najmniejszą, jednorodną pod względem genetycznym, objętością gleby wystarczającą do określenia zespołu jej elementów składowych i właściwości. Jest to więc najmniejsza objętość, która pozwala zdefiniować glebę z jej poziomami genetycznymi i właściwościami. W praktyce przyjmuje się, że jest to graniastosłup o wysokości równej miąższości gleby, którego wierzchnia płaszczyzna wynosi od 1 do kilku metrów kwadratowych.

W czwartym wydaniu *Systematyki gleb Polski* na podstawie kryteriów genetycznych wydzielono następujące jednostki hierarchiczne: dział, rząd, typ, podtyp, rodzaj, gatunek.

Dział. Dział jest nadrzędną jednostką systematyki. Obejmuje on gleby wytworzone albo pod przeważającym wpływem jednego z czynników glebotwórczych (gleby litogeniczne, semihydrogeniczne, hydrogeniczne i antropogeniczne), albo pod wpływem wszystkich czynników bez wyraźnej przewagi jednego z nich (gleby autogeniczne).

W ramach poszczególnych działów wyróżnia się rzędy gleb.

Rząd. Rząd obejmuje gleby o podobnym kierunku rozwoju. Poszczególne rzędy mogą obejmować gleby różniące się morfologicznie, ale zbliżone do siebie pod względem ekologicznym.

Typ gleby. Typ obejmuje gleby o takim samym układzie głównych poziomów genetycznych, zbliżonych właściwościach chemicznych i fizykochemicznych, jednakowym rodzaju wietrzenia, przemieszczania się i osadzania składników, o podobnym typie próchnicy. W warunkach naturalnych lub zbliżonych do naturalnych każdemu typowi gleby odpowiada określone zbiorowisko roślinne. W naturalnym rozwoju gleby typ stanowi względnie trwałą fazę jej ewolucji, pozostającą w równowadze z aktualnym zbiorowiskiem roślinnym. Typ gleby jest podstawową jednostką systematyki gleb.

Podtyp gleby. Podtypy gleb wyróżnia się wówczas, gdy na cechy głównego procesu glebotwórczego nakładają się dodatkowo cechy innego procesu glebotwórczego, modyfikujące właściwości biologiczne, fizyczne, chemiczne i związane z nimi cechy morfologiczne profilu glebowego.

Rodzaj gleby. Rodzaj gleby określany jest na podstawie genezy i właściwości skały macierzystej, z której wytworzyła się gleba.

Gatunek gleby. Gatunek gleby określa uziarnienie utworu glebowego całego profilu. Uziarnienie gleby określa się na podstawie podziału przyjętego przez Polskie Towarzystwo Gleboznawcze.

DEFINICJE I SYMBOLE POZIOMÓW GLEBOWYCH

ZAŁOŻENIA WSTĘPNE

Zasady wydzielania poziomów glebowych oraz nadawane im nazwy i symbole nie są w poszczególnych krajach jednakowe, różnią się w zależności od szkoły gleboznawczej i ulegają zmianom w czasie. Pomimo to istnieją ogólne zasady wydzielania i oznakowania poziomów glebowych. Pozwoliło to na ujednolicenie przez Międzynarodowe Towarzystwo Gleboznawcze i FAO (Commission V 1968) kryteriów wyróżniania poziomów oraz ich oznakowania.

Ten ujednolicony system z modyfikacjami został przyjęty w obecnym wydaniu *Systematyki*. Powinno to zapewnić łatwiejsze korzystanie z opracowań gleboznawczych w skali międzynarodowej.

Poziomem glebowym nazywamy mineralną, organiczną lub organiczno-mineralną część profilu glebowego, w przybliżeniu równoległą do powierzchni gleby, odróżniającą się od poziomów sąsiednich stosunkowo jednorodną barwą, konsystencją, uziarnieniem, składem chemicznym, ilością i jakością materii organicznej i innymi właściwościami. Właściwości te mogą być rozpoznawane i oceniane bezpośrednio w profilu glebowym w terenie. W wielu przypadkach dla jednoznacznej identyfikacji poziomu glebowego potrzebne są laboratoryjne badania składu i właściwości pobranych próbek. Właściwości poziomu glebowego ukształtowane są głównie przez procesy glebotwórcze.

Znajdujące się w obrębie profilu glebowego lub pod nim materiały charakteryzujące się cechami i właściwościami związanymi z litogenezą nazywamy *warstwami glebowymi*.

Identyfikacja i oznakowanie poziomów w profilu glebowym są dokonywane według umownych zasad. Poziomy genetyczne, będące podstawą wyróżniania typów i podtypów gleb, tworzą system poziomów diagnostycznych.

IDENTYFIKACJA POZIOMÓW I WARSTW GLEBOWYCH

W systemie identyfikacyjnym poziomów i warstw glebowych wyróżnia się poziomy główne, poziomy przejściowe, poziomy mieszane, podpoziomy, nieciągłości litologiczne i litologiczno-pedogeniczne oraz cechy towarzyszące.

Poziomy główne

Poziomy główne wyróżniane są na podstawie dominujących form i intensywności przeobrażeń utworu macierzystego przez procesy glebotwórcze. Przeobrażenia te powodują wyraźne różnice w wyglądzie, właściwościach chemicznych i fizycznych w porównaniu ze skałą macierzystą.

Poziomy główne oznacza się dużymi literami alfabetu łacińskiego. W glebach mineralnych i mineralno-organicznych wyróżnia się następujące poziomy główne: *O* – poziom organiczny próchnic nadkładowych i gleb organicznych, *A* – poziom próchniczny, *E* – poziom wymywania, *B* – poziom wzbogacania, *C* – poziom skały macierzystej, *G* – poziom glejowy, *P* – poziom bagienny gleby organicznej, *D* – podłoże mineralne gleb organicznych, *M* – poziom murszowy gleby organicznej, *R* – podłoże skalne (lita skała).

O – **poziom organiczny** zawiera ponad 20% świeżej lub częściowo rozłożonej materii organicznej. W glebach mineralnych i mineralno-organicznych poziom organiczny *O* tworzy się na powierzchni utworu mineralnego, zwykle przy pełnym dostępie powietrza.

W mineralnych glebach semi- i hydrogenicznych poziom organiczny, o ile występuje, ma zwykle miąższość mniejszą od 10 cm. Jeśli natomiast miąższość jest większa i wynosi od 10 do 30 cm, gleba jest zaliczana do gleb organiczno-mineralnych, a przy miąższości ponad 30 cm – do gleb organicznych.

A – **poziom próchniczny**; tworzy się w powierzchniowej warstwie gleby mineralnej. Jest on ciemno zabarwiony lub ciemniejszy od poziomów niżej leżących, dzięki zawartości zhumifikowanej materii organicznej w różnym stopniu związanej z mineralnymi składnikami gleby. Zawiera mniej niż 20% materii organicznej.

E – **poziom wymywania** (eluwialny); wytworzony bezpośrednio pod poziomem *O* lub *A* (jeśli poziom *A* jest obecny), zawiera mniej materii organicznej niż poziom *A* (lub *O*, jeśli poziom *A* nie występuje) oraz mniej półtoratlenków i frakcji ilastej od poziomu bezpośrednio pod nim zalegającego. Zwykle charakteryzuje się jaśniejszą barwą niż poziomy sąsiednie oraz większą zawartością kwarcu i krzemionki lub innych minerałów odpornych na wietrzenie.

B – **poziom wzbogacania**; leżący pomiędzy poziomem *A* lub *E* (jeśli poziom *E* jest obecny) a poziomem *C*, *G* lub *R*. Nie zaznaczają się w nim struktury skały macierzystej lub widoczne są słabo. Charakteryzuje go nagromadzenie półtoratlenków i materii organicznej na skutek wmywania lub akumulacji rezydualnej, oraz frakcji ilastej w wyniku wmywania lub rozkładu minerałów pierwotnych i tworzenia się wtórnych minerałów ilastych. Może to być odrębna akumulacja wymienionych substancji lub połączona. Poziom *B* może także wykazywać wtórne nagromadzenie węglanów wapnia, węglanów magnezu, gipsu lub innych soli.

C – **poziom skały macierzystej**; składający się z materiału mineralnego nie skonsolidowanego, nie wykazującego cech innych poziomów glebowych. Jest stosunkowo mało zmieniony przez procesy glebotwórcze, nie wykazuje cech identyfikacyjnych innych poziomów glebowych, posiada jednak cechy wietrzenia abiotycznego. Mogą się w nim nagromadzić węglany wapnia i magnezu oraz rozpuszczalne sole. Może on również wykazywać cechy cementacji przez wmyte węglany, rozpuszczalne sole, krzemionkę, żelazo, a także cechy oglejenia.

G — **poziom glejowy**; poziom mineralny wykazujący cechy silnej lub całkowitej redukcji w warunkach anaerobowych. Ma on zwykle barwę stalowoszarą, odcień niebieskawy lub zielonkawy i nie ma cech diagnostycznych poziomów *A*, *E* lub *B*. W tym poziomie głównym procesem jest silna redukcja. W przypadku gdy pełne oglejenie spowodowane jest wodami gruntowymi, używa się symbolu *G*, a gdy wodami opadowymi — *Gg*. Jeśli inne poziomy genetyczne wykazują cechy oglejenia jako procesu towarzyszącego, oznaczamy je również dodatkowo symbolem *g* (oglejenie spowodowane wodami opadowymi) lub *gg* (oglejenie spowodowane wodami gruntowymi).

P — **poziom bagienny** — część profilu gleby organicznej objęta bagiennym procesem glebotwórczym.

D — **podłoża mineralne** — nielite gleb organicznych.

M — **poziom murszenia** — część profilu gleby organicznej objęta procesem murszenia.

R — **podłoże skalne** — lita lub spękana skała zwięzła (magmowa, przeobrażona, osadowa) występująca w podłożu.

Poziomy mieszane i przejściowe

Części profilu, w którym morfologiczne zmiany między sąsiednimi poziomami głównymi obejmują pas szerszy niż 5 cm, a cechy przyległych poziomów są wyraźne i istnieje ciągłość między wcinającymi się językami i poziomami im odpowiadającymi, nazywane są poziomami mieszanymi. Oznacza się je dużymi literami, stosowanymi do określenia przyległych poziomów głównych, oddzielonymi ukośną kreską, np. *A/E, E/B, A/C, B/C (tzw. zapis łamany)*. Części profilu, w którym równocześnie są widoczne morfologiczne cechy dwóch sąsiednich poziomów głównych, nazywane są poziomami przejściowymi. Oznacza się je dużymi literami właściwymi dla poziomów głównych, np. *AE*, *EC*, *BC*; pierwsza litera oznacza poziom, do którego poziom przejściowy jest bardziej podobny.

Podpoziomy

Gdy istnieje potrzeba dalszego podziału poziomów głównych na podpoziomy, wówczas po literach *O*, *A*, *B*, *C*, *E*, *G*, *P* i *R*, oznaczających poziom główny, dodaje się liczby arabskie w ciągłej sekwencji. Liczby te wykazują różnice cech i właściwości poziomów, które mogą być obserwowane w profilu glebowym w terenie, np. *A1*, *A2*, *A3*, wynikające z odmiennej barwy, struktury lub innych cech.

Dokładniejsze określenie cech i właściwości związanych z genezą danego podpoziomu oznacza się małymi literami po cyfrze określającej podpoziomy, np. *A2g*, *B3h*, lub też bezpośrednio po dużej literze określającej poziom główny, np. *Ap*, *Bt*, *Cca*; przyrostek literowy może być stosowany jedynie w przypadkach pewności stwierdzonych różnic w zakresie interpretacji danej cechy.

Przyrostki do oznaczenia cech i właściwości poziomów

Cechy towarzyszące, o wskaźnikowym znaczeniu dla genezy i klasyfikacji gleb, oznacza się małymi literami alfabetu łacińskiego dodawanymi do symboli poziomów głównych i podpoziomów:

a — (z niem. Anmoor, przybagienny), dobrze zhumifikowana materia organiczna, zakumulowana w mineralnej części gleby w warunkach hydromorfologicznych; stosuje się do poziomu głównego *A*, np. *Aa*;

an — (antropogeniczny); poziom lub warstwa wytworzona przez człowieka wskutek jego działalności gospodarczej poza uprawą roli, np. *Aan*;

b — poziom kopalny; stosuje się do poziomów i gleb kopalnych;

br — akumulacja na miejscu (wzbogacenie *in situ*), nieiluwialna typowa dla gleb brunatnych, stosuje się w połączeniu z poziomem głównym *B*, np. *Bbr* w glebach brunatnych;

ca — akumulacja węglanu wapnia; stosuje się w połączeniu z różnymi poziomami głównymi, przejściowymi i podpoziomami oraz warstwami glebowymi, np. *Cca*;

cn — akumulacja półtoratlenków i węglanów w postaci konkrecji lub pieprzów, np. *Bfecn*, *Ccacn*;

cs — akumulacja siarczanu wapnia, np. *Ccs*;

es — eluwialne wymycie żelaza i glinu; stosuje się do poziomu głównego *E* w glebach bielicoziemnych i glejo-bielicoziemnych, np. *Ees*;

et — eluwialne wymycie frakcji ilastej, stosuje się do poziomu *E* gleb płowych, np. *Eet*;

f — podpoziom z materią organiczną, częściowo rozłożoną, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Of*;

fe — iluwialna akumulacja żelaza, stosuje się do poziomu głównego *B* w glebach bielicowych i bielicach, np. *Bfe*;

g — cechy glejowe lub poglejowe, odzwierciedlające okresową nadmierną wilgotność, spowodowaną wodami opadowymi okresowo stagnującymi nad poziomami lub warstwami trudno przepuszczalnymi lub w ich obrębie, np. *Eg*, *Bg*, *Cg*;

gg — cechy oglejenia od wód gruntowych oznaczające bardzo silną redukcję, np. *Bgg*;

h — podpoziom zawierający zhumifikowaną, dobrze rozłożoną materię organiczną; stosuje się do niższych części poziomu głównego *O* w glebach mineralnych, wzbogaconych w próchnicę koloidalną, np. *Oh*, do naturalnego poziomu *A*, np. *Ah*, do iluwialnej akumulacji materii organicznej w poziomie iluwialnym, np. *Bh*;

k — warstwa reliktowa kontaktu krioiluwialnego z zamarzniętym podłożem, wytworzona w środowisku peryglacjalnym, wzbogacona w żelazo, magnez, glin, próchnicę; stosuje się do poziomu głównego *B*, np. *Bk*;

l — podpoziom ściółki w powierzchniowej części poziomu *O* gleb mineralnych i organicznych, np. *Ol*;

na — poziom wzbogacony w sód wymienny, np. *Bna*;
ox — akumulacja półtoratlenków; w poziomach scementowanych stosuje się do poziomu *B* z orsztynem, rudą łąkową itp., np. *Box*;
p — poziom rozluźniony, wzruszony przez orkę lub inny zabieg spulchniający; stosuje się do poziomów znajdujących się przy powierzchni gleby, np. *Ap*;
r — nieiluwialne nagromadzenie żelaza, glinu, manganu, próchnicy, niekiedy wzbogacone we frakcję ilastą, pylastą, stosuje się do poziomu głównego *B* w glebach uprawnych, np. *Br*;
re — poziom reliktowy, stosuje się do poziomów starszej genezy znajdujących się w zasięgu współczesnych procesów glebotwórczych, np. *Bvre*;
sa — akumulacja soli rozpuszczalnych w wodzie łatwiej niż gips, np. *Bsa*, *Csa*;
t — iluwialna akumulacja frakcji ilastej w glebach mineralnych; stosuje się do poziomu głównego *B*, np. *Bt*; w glebach organicznych oznacza torf, stosuje się do poziomu głównego *O*;
v — nieiluwialne nagromadzenie w środowisku peryglacjalnym żelaza, glinu, manganu, próchnicy, niekiedy wzbogacenie we frakcję ilastą i pylastą; stosuje się do poziomu głównego *B*, np. *Bv*;
x — warstwa stwardniała (fragipan), np. *Bx*, *Bsx*, *Btx*.

Symbole stosowane tylko do opisu gleb hydrogenicznych

bg — warstwa torfu bór-bagnowego torfowiska wysokiego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otwybg*;
brz — warstwa torfu brzezinowego torfowiska przejściowego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otprbrz*;
e — utwór torfiasty lub murszowaty w glebach organiczno-mineralnych;
gy — gytia, stosuje się do poziomu organicznego *O*, np. *Ogy*;
i — utwór murszasty w glebach organiczno-mułowych;
m — muł; stosuje się do poziomu głównego *O*;
me — warstwa torfu mechowiskowego torfowiska niskiego zbudowana z mchów brunatnych i niskich turzyc, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otnme*;
ms — warstwa torfu mszarnego torfowiska przejściowego i wysokiego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otprms* lub *Otwyms*;
n — poziom namułów mineralnych rozdzielających warstwy organiczne;
ni — torf niski, np. *Otni*;
ol — warstwa torfu olsowego torfowiska niskiego, zbudowana przeważnie z materiału olszynowego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otniol*;
pr — torf przejściowy, np. *Otpr*;
sz — warstwa torfu szuwarowego torfowiska niskiego zbudowana przeważnie z trzcin, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otnisz*;
tu — warstwa torfu turzycowiskowego torfowiska niskiego zbudowana w przewadze z wysokich turzyc z domieszką trzciny, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otntu*;

tz — warstwa torfu zamulonego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otz*;
wr — warstwa torfu wrzosowiskowego torfowiska wysokiego, stosuje się do poziomu głównego *O*, np. *Otwywr*;
wy — torf wysoki, np. *Otwy*;
*R*1, *R*2, *R*3 — stopień rozkładu torfu.

Nieciągłości litologiczne

W przypadkach występowania w profilu glebowym lub utworze macierzystym materiału różnego pochodzenia geologicznego o wyraźnych granicach nieciągłości litologicznej (np. poziomy *A* — *E* wytworzone z piasku zwałowego, a poziomy *Bt* — *Cca* z gliny zwałowej) każdą warstwę oznacza się cyfrą rzymską, stawianą przed symbolem poziomu głównego lub przejściowego. Górna warstwa, której odpowiada rzymska jedynka, nie jest numerowana, natomiast każda następna otrzymuje kolejne numery *II*, *III* itd., np. *Ap* — *E* — *IIBt* — *IICca* — *IIIG*.

Nieciągłości litologiczno-pedogeniczne

Specyficznymi formami nieciągłości litologiczno-pedogenicznych są czterodzielne serie młodoplejstoceńskich i holoceńskich pokryw stokowych w terenach górskich i podgórskich oraz trójdzielne serie późnoplejstoceńskich i wczesnoholoceńskich warstw przekształceń mrozowych w terenach nizinnych i wyżynnych. Każdą kolejną warstwę od powierzchni oznacza się literami greckimi według zasad przyjętych dla nieciągłości litologicznych.

a. **Dla terenów górskich, podgórskich i niektórych wyżynnych** charakterystyczna jest następująca seria pokryw stokowych według kolejności ich występowania w profilu litologiczno-glebowym:

ϑ (*Theta*) — górna pokrywa; warstwa gruzowo-kamienista lub blokowa, szara do popielatej, rozciąga się w górnej części stoku w miejscach wychodni skał granitowych, diabazowych, porfirowych, gnejsowych, kwarcytowych itd., twardych skał krystalicznych, w postaci kamienistych i głazowych pól, tarasów, girland ubogich w wietrzelinę pylastą i ilastą. Na całej głębokości pokrywa górna posiada cechy poziomu głównego *E*.

ϰ (*Kappa*) — środkowa pokrywa; warstwa lessowo-gruzowa lub drobnogruzowa bogata we frakcje pylaste i pyłowe, żółtobrunatna do brunatnej, wyklinowuje się w środkowej lub górnej części stoku często pod górną pokrywą. Występuje także na powierzchni na zrównaniach wierzchowin i w dnach dolin. Na całej miąższości posiada cechy poziomu głównego *B* genezy nieiluwialnej.

λ (*Lambda*) — dolna pokrywa; soliflukcyjna warstwa gruzowa lub ilasto-gruzowa, zwięzła do silnie zbitej, oliwkowa do szarej, z charakterystycznymi otoczkami ilastymi na górnych powierzchniach odłamków skalnych. Występuje pod środkową pokrywą na całej długości stoku i posiada cechy poziomu głównego *G*.

v (*Ni*) — pokrywa wietrzeniowa, warstwa kamienistej wietrzeliny *in situ* często z kosami zsuwów stokowych. Zalega pod dolną pokrywą, bezpośrednio na skalnym podłożu skonsolidowanym i posiada cechy poziomu *C* lub *D*.

b. **W terenach nizinnych i wyżynnych**, szczególnie na **obszarach najmłodszego zlodowacenia** (Vistulianu) seria przekształceń mrozowych posiada następującą charakterystykę:

δ (*Delta*) — warstwa pokrywowa; warstwa wietrzenia mrozowego równoległa do powierzchni terenu, grubości około 40—60 cm, w piaskach wzbogacona we frakcje pyłowe i spławialne. W spągu zazwyczaj kończy się ona warstwą kamieni lub żwiru z cechami obróbki eolicznej, jednolita pod względem uziarnienia, zawartości próchnicy, składu mineralogicznego i chemicznego. W osadach Vistulianu jest ona żółtobrunatna do brunatnej, w osadach starszych zlodowaceń jasnożółtobrunatna, rzadziej ciemnobrunatna do ciemnoczerwonej, posiada cechy poziomu głównego *B* nieiluwialnej genezy. W glinach i iłach szara do popielatej, miąższości od 20 do 40 cm, wzbogacona we frakcje pyłowe, piaskowe i szkieletowe, posiada cechy poziomu głównego *C*, rzadziej *E*.

ε (*Epsilon*) — warstwa przejściowa; występuje pod warstwą pokrywową. Jest słabo przekształcona przez procesy mrozowe, odwapniona, niehomogeniczna, z cechami i właściwościami utworu macierzystego i warstwy pokrywowej; miąższość od 40 do 80 cm, cechy poziomu przejściowego *BC*.

ζ (*Dzeta*) — warstwa kontaktowa; występuje między warstwą przejściową *BC* a utworem macierzystym *C*; nie zawiera struktur sedymentacyjnych, jest odwapniona, wzbogacona we frakcje koloidalne i szkieletowe oraz w iluwialną materię organiczną, żelazo, mangan. Ma barwę żółtobrunatną, brunatnoczerwoną do czerwonobrunatnej. Charakteryzuje się ona strukturami segregacji mrozowej i ma nierówną grubość. Na całej głębokości wykazuje cechy poziomu głównego *B*.

η (*Eta*) — utwór macierzysty; nie zmienione przez procesy mrozowe podłoże z zachowanymi w pełni strukturami sedymentacyjnymi. Jest on węglanowy, często z cechami osadzania węglanów i żelaza. Wykazuje cechy poziomu głównego *C*.

Serie pokryw stokowych i warstwy przekształceń mrozowych powstały w wyniku procesów wietrzenia mrozowego, krioturbacji, soliflukcji, spełzania, zmywania, wmywania, wymywania, deflacji i sedymentacji eolicznej o intensywności zmiennej w czasie. W wyniku procesów denudacji nie wszędzie zachowały się pełne serie stokowe i serie przekształceń mrozowych. Numeracji poszczególnych pokryw i warstw dokonuje się odpowiednio do ich kolejności w serii.

POZIOMY DIAGNOSTYCZNE GLEB MINERALNYCH. DEFINICJE

Dotychczas stosowane definicje zarówno poziomów glebowych, jak i poszczególnych jednostek wyróżnionych w klasyfikacjach gleb (definicje typów i podtypów gleb) oparte w większości na kryteriach opisowych nie zawsze

pozwalały na jednoznaczne zakwalifikowanie gleby do określonej jednostki taksonomicznej. Było to powodem wielu dyskusji przy profilach glebowych, a poprzez alternatywność definiowania gleb miało konsekwencje na mapach glebowych.

Dążono więc do ustalenia poziomów wyróżniających (diagnostycznych), wydzielanych na podstawie kryteriów w większości wymiernych, których występowanie lub brak w profilu byłyby podstawą zaliczenia gleby do określonej jednostki taksonomicznej.

Pierwsze najpełniejsze opracowania na ten temat powstały w USA (*7th Approximation* 1960, następnie *Soil Taxonomy* 1975 i dalsze szczegółowe komentarze publikowane przez US *Soil Survey Staff*). Później pojawiły się bardzo do nich zbliżone opracowania FAO (Dudal 1968) i Międzynarodowego Muzeum Gleb w Wageningen (1981).

W niniejszym wydaniu *Systematyki gleb Polski* definicje poziomów diagnostycznych opracowano na podstawie *Soil Taxonomy* (1975), oprócz poziomów sideric, glejospodic i melanic. Korzystano również ze skrótów definicji przedstawionych w innych publikacjach.

Z *Soil Taxonomy* wybrano tylko poziomy, występujące w glebach Polski, i przedstawiono tylko te cechy, które dadzą się praktycznie określać w naszych glebach. Pominięto zaś obszerne dyskusje dotyczące genezy definiowanych poziomów. Barwę poziomów opisano według *Munsell Soil Color Charts*, przyjmując następujące polskie terminy: *Hue* — odcień barwy, *Value* — jasność barwy, *Chroma* — nasycenie barwą.

Strukturę gleby i jej klasyfikację podano w aneksie II* do *Systematyki*, skład granulometryczny przyjęto według podziału Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego.

Zasady diagnostyki gleb organicznych zamieszczono w aneksie V.

DIAGNOSTYCZNE POZIOMY POWIERZCHNIOWE (*EPIPEDONY*)

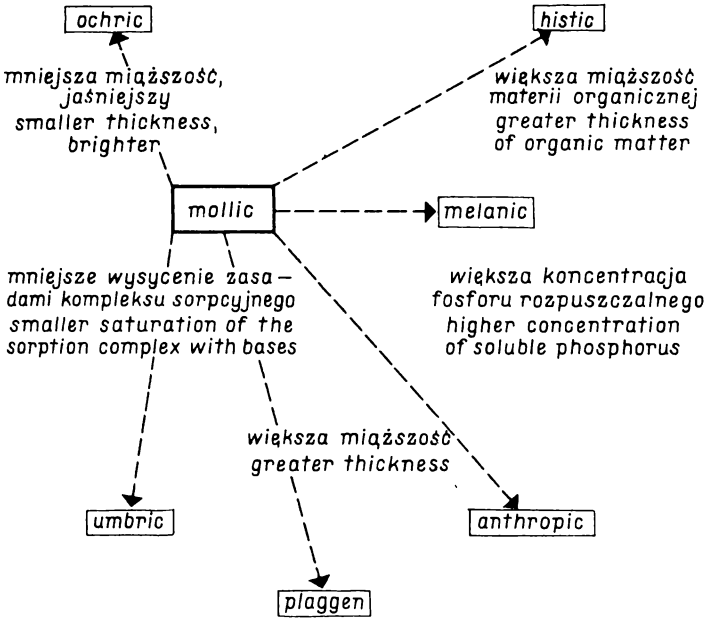
Poziomy, które wytworzyły się w powierzchniowej warstwie gleby, nazywamy poziomami powierzchniowymi lub epipedonami (gr. *epi* — nad, ponad i *pedon* — gleba). Poziomy te są ciemno zabarwione dzięki zawartości materii organicznej. Zawierają one silnie zwietrzały materiał, niekiedy mocno przemyty. Poziomy powierzchniowe mogą być przykryte cienką warstwą świeżych aluwiów, osadów eolicznych lub innych. Jednakże miąższość tych przykrywających osadów nie może być większa niż 30 cm. Gleby, przykryte warstwą osadów mineralnych lub organicznych o miąższości większej niż 30 cm, zalicza się do gleb kopalnych.

Współczesne osady aluwialne lub eoliczne wykazujące drobne przewarstwienia nie są zaliczane do poziomów powierzchniowych, gdyż czas ich

* Aneksy znajdują się na końcu opracowania.

formowania się jest za krótki, by procesy glebotwórcze mogły wytworzyć poziom powierzchniowy.

W *Systematyce gleb Polski* wyróżnia się następujące diagnostyczne poziomy powierzchniowe: mollic, anthropic, umbric, melanic, plaggen, ochric i histic (rys. 1).



Rys. 1. Relacje między powierzchniowymi poziomami diagnostycznymi gleb w stosunku do poziomu mollic (wg Ragga i Claydena, zmodyfikowane)

Fig. 1. Relationship between upper diagnostical horizons of soils with reference to the mollic horizon (after Ragg and Clayden, modified)

Powierzchniowy poziom mollic (łac. *mollis* — miękki)

Poziom mollic jest zdefiniowany według kryteriów morfologicznych, a nie genetycznych. Jest to powierzchniowy poziom mineralny, który wyróżniają następujące cechy:

1. Trwała struktura gruzełkowata, ziarnista lub koprolitowa, dzięki czemu większość poziomu jest miękka.

2. Gdy poziom ten zawiera mniej niż 40% rozdrobnionej, rozkruszonej i połamanej skały wapniowcowej, wówczas ma on następujące barwy oznaczone według tabel Munsella: jasność barwy w stanie wilgotnym $<3{,}5$, a w stanie suchym $<5{,}5$ oraz nasycenie barwą w stanie wilgotnym $<3{,}5$. W porównaniu z poziomem *IC* ma on jasność barwy mniejszą o co najmniej 1, a nasycenie barwą o co najmniej 2 w skali Munsella. Warunek ostatni nie musi być spełniony, gdy poziom mollic wytworzył się z aluwiów próchnicznych, łupków węglanowych i innych materiałów ciemno zabarwionych, zawierających znaczne ilości próchnicy. Wówczas poziom powierzchniowy musi mieć wszystkie

inne cechy poziomu mollic i zawierać o 0,6% więcej węgla organicznego niż poziom *IC* lub *IIC*.

Gdy poziom zawiera więcej niż 40% objętościowych rozdrobnionej i rozkruszonej skały wapniowcowej (np. w rędzinach), wtedy kryteria barwy nie są stosowane.

3. Nasycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi musi być wyższe lub równe 50%.

4. Omawiany poziom musi zawierać 2,5% lub więcej węgla organicznego w powierzchniowej 18 cm warstwie, gdy kryterium barwy jest pomijane. W innych przypadkach poziom ten musi zawierać co najmniej 0,6% węgla organicznego (>1% materii organicznej) w całej miąższości poziomu określonej w punkcie 5. Jest to dolna granica zawartości węgla organicznego. Górna granica zawartości węgla organicznego w tym poziomie wynosi 12%.

5. Minimalna miąższość tego poziomu w różnych przypadkach wynosi:

a) 10 cm, gdy poziom ten zalega bezpośrednio na skale litej, a także w glebach płytkich, w których poziom powierzchniowy zalega bezpośrednio na warstwach zbitych;

b) 25 cm, gdy jego uziarnienie jest drobniejsze niż drobnoziarniste piaski gliniaste, oraz gdy:

— strop warstwy pedogenicznego nagromadzenia węglanu wapnia w postaci żyłek, miękkich powłoczek i konkrecji zalega głębiej niż 75 cm;

— spąg poziomu argillic, natric, spodic i cambic zalega głębiej niż 75 cm,

— strop poziomu petrocalcic, fragic i warstw scementowanych krzemionką zalega głębiej niż 75 cm;

c) 18 cm, gdy ma uziarnienie glin ciężkich i iłów, musi być na ogół większa niż 1/3 miąższości solum od powierzchni gleby do najpłytszego zalegania jednego z poziomów i warstw wymienionych w punkcie 5b, jeżeli one zalegają płycej niż 75 cm;

d) 25 cm w innych glebach, gdy:

— uziarnienie jest grubsze niż piasków słabogliniastych,

— pod poziomem powierzchniowym nie zalegają żadne poziomy diagnostyczne, a zawartość węgla organicznego w warstwach niżej zalegających maleje wraz z głębokością;

e) 18 cm w glebach pozostałych, gdy żaden z warunków wymienionych w punktach b, c i d nie został spełniony.

6. W poziomie mollic zawartość fosforu rozpuszczalnego w 1% kwasie cytrynowym musi być mniejsza niż 109 mg P na 1 kg gleby.

Powierzchniowy poziom anthropic (gr. *anthropos* — człowiek)

Poziom anthropic jest podobny do poziomu mollic pod względem barwy, struktury i zawartości materii organicznej. Tworzy się on w ciągu długiego okresu użytkowania i nawożenia gleb odpadami z gospodarstw domowych przy zabudowaniach, jak też w terenach stale nawadnianych i nawożonych nawozami organicznymi. Kości i ości, a także nawozy organiczne dostarczyły

glebie dużych ilości fosforu i wapnia, dlatego zawartość w tych glebach fosforu jest większa niż w poziomie mollic. Zawiera on bowiem więcej niż 109 mg P rozpuszczalnego w 1% kwasie cytrynowym na 1 kg gleby.

Powierzchniowy poziom umbric (łac. *umbra* — cień, ciemność)

Cechy wyróżniające poziom umbric są takie same jak poziomu mollic pod względem barwy, zawartości węgla organicznego i fosforu, konsystencji, struktury i miąższości. Poziom umbric obejmuje te miąższe, ciemno zabarwione poziomy powierzchniowe, których kompleks sorpcyjny jest nasycony zasadami mniej niż w 50%. Gdy poziomy umbric okresowo wysychają, mają konsystencję twardą lub bardzo twardą, spójną. Gdy poziom ten jest stale wilgotny, wówczas konsystencja i struktura są podobne do poziomu mollic. W przeciwieństwie do poziomu plaggen poziom umbric nie zawiera nigdy ceramiki, śladów łopaty i cech agradacji na skutek stopniowego nakładania się na glebę obcych materiałów zmieszanych z obornikiem.

Powierzchniowy poziom melanic (gr. *melanos* — ciemny, czarny)

Jest to powierzchniowy poziom mineralny próchniczny zwany poziomem murszastym. Jest on podobny do poziomu mollic pod względem barwy, struktury, zawartości materii organicznej, z wyjątkiem miąższości, charakteru połączeń próchnicznych oraz nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi. Miąższość tego poziomu jest zwykle większa niż 15 cm, a uziarnienie zbliżone do piasków słabogliniastych i luźnych. Ze względu na małą zawartość frakcji ilastej, próchnica nie tworzy połączeń ilasto-próchnicznych, ale najczęściej schelatowane próchniczne kompleksy wielkocząsteczkowe. Mają one postać ziaren wielkości frakcji pyłu, o ostrych lub zaokrąglonych krawędziach. Mineralne ziarna piasku i pyłu w tym poziomie zachowują barwę pierwotną. Przy okresowym podmakaniu powłoczki żelaziste z ziaren piasku i pyłu zostają usunięte. W ten sposób jasne ziarna piasku i pyłu oraz ciemna próchnica dają w efekcie odcienie barwy od 10YR do 7,5Y o jasności $<3,5$ w stanie wilgotnym i $<5,5$ w stanie suchym, o nasyceniu barwy <3. Często w tym poziomie spotkać można resztki storfiałych materiałów organicznych. Pod względem odczynu i nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi poziom melanic może odpowiadać zarówno kryteriom poziomów mollic, jak i umbric.

Powierzchniowy poziom plaggen (hol. *plaggen* — darń)

Poziom plaggen jest wytworzoną przez człowieka warstwą próchniczną miąższości ponad 50 cm. Powstał on w ciągu setek lat pod wpływem nawożenia obornikiem, mieszaniną ściółki leśnej, słomy i piasku tworzącymi ciemno zabarwioną masę mineralno-organiczną.

Poziom plaggen zawiera w całej miąższości odłamki ceramiki. Są w nim często wyróżniane płaty i warstewki różnych materiałów. Zwykle wykazuje on ślady przekopywania oraz pozostałości cienkich warstewek piasku.

Powierzchniowy poziom histic (gr. *histos* — tkanka)

Poziom histic — powierzchniowy poziom organiczny gleb mineralnych — definiowany jest według zawartości materii organicznej i miąższości. Jest to niedużej miąższości (<30 cm) poziom organiczny występujący na powierzchni gleb mineralnych. Może on być przykryty cienką warstwą (<20 cm) utworów mineralnych. Zbudowany jest z torfu, mułu, gytii lub murszu organicznego i nasycony wodą w ciągu co najmniej 30 kolejnych dni w czasie roku jeżeli gleba nie jest sztucznie odwodniona.

Odpowiada on niżej wymienionym kryteriom:

1. Odnośnie do zawartości materii organicznej:

a) zawiera 20% i więcej materii organicznej (12% i więcej węgla organicznego), gdy mineralna część gleby pozbawiona jest frakcji ilastej;

b) zawiera 30% i więcej materii organicznej (18% i więcej węgla organicznego), gdy mineralna część gleby zawiera 50% i więcej frakcji ilastej;

c) dolna granica zawartości materii organicznej wynosi od 20 do 30% proporcjonalnie do zawartości w mineralnej części gleby frakcji ilastej.

2. Odnośnie do miąższości poziomu organicznego:

a) ma miąższość od 5 do 30 cm w glebach mineralnych z następującym zróżnicowaniem:

— gdy ma miąższość mniejszą niż 10 cm, wówczas gleby zaliczamy do gleb mineralnych;

— gdy ma miąższość od 10 do 30 cm, gleby zaliczamy do gleb organiczno-mineralnych;

b) jeżeli ma miąższość większą niż 30 cm, to gleby zaliczamy do gleb organicznych.

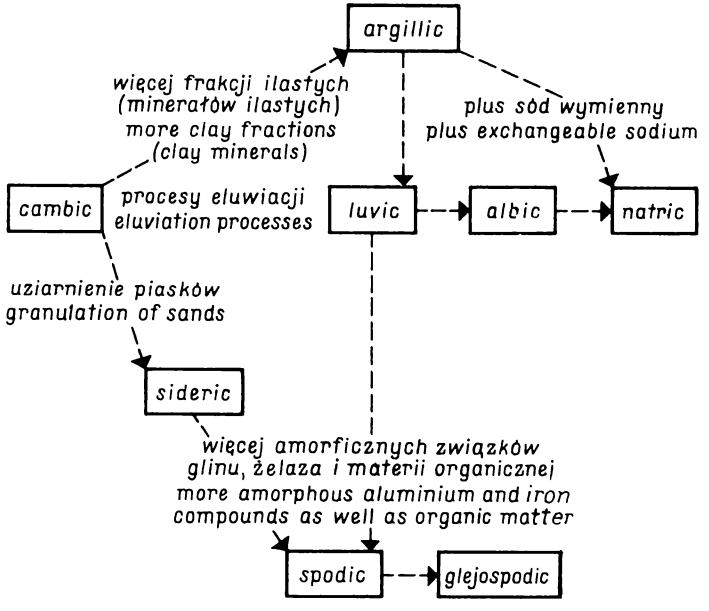
Powierzchniowy poziom ochric (gr. *ochros* — blady)

Poziom ten nie spełnia kryteriów poziomu mollic, umbric, plaggen i histic, gdyż jest za suchy, zawiera za mało materii organicznej lub jest zbyt małej miąższości. Według tabel Munsella, ma on w stanie suchym jasność barwy 5,5 i wyższą, a w stanie wilgotnym —3,5 i wyższą.

Poziom ten obejmuje także te części poziomów eluwialnych, które występują przy powierzchni i sięgają poziomu iluwialnego. Do poziomu ochric zaliczamy również części poziomów podpróchnicznych, które zostały objęte uprawą gleby. Poziom ochric musi mieć strukturę gleby, a nie materiału macierzystego. Dlatego młode warstwowane osady aluwialne nie mogą być zaliczane do poziomu ochric.

DIAGNOSTYCZNE POZIOMY PODPOWIERZCHNIOWE (*ENDOPEDONY*)

Diagnostyczne poziomy podpowierzchniowe wytworzyły się wewnątrz gleby poniżej poziomów powierzchniowych, a niekiedy występują bezpośrednio pod poziomami organicznymi. Na skutek erozji powierzchniowej mogą one występować na powierzchni terenu. Niektóre z tych poziomów są określane jako poziomy *B* lub zaliczane są do poziomów *E* (rys. 2).



Rys. 2. Relacje między poziomami iluwialnymi odniesionymi do poziomu cambic (wg Ragga i Claydena, zmodyfikowane)
Fig. 2. Relationship between illuvial horizons referred to the cambic horizon (after Ragg and Clayden, modified)

Poziom cambic (łac. *cambiare* — zmieniać, przemieniać)

Poziom cambic jest poziomem intensywnych przemian materiałów glebowych, które wykazują uziarnienie piasków gliniastych i drobniejsze. Przemiany fizyczne tego poziomu polegają na przemieszczaniu się cząstek glebowych wywołanym przez procesy mrozowe, korzenie roślin, faunę glebową i inne. Pierwotne cechy materiału macierzystego tego poziomu zostały całkowicie zniszczone, łącznie z warstwami w utworach aluwialnych lub w innych osadach wodnych. Do procesów pedogenetycznych należy również formowanie się struktury agregatowej różnego kształtu i wielkości. Chemiczne przemiany w tym poziomie polegają na hydrolizie minerałów pierwotnych i tworzeniu minerałów ilastych oraz uwolnieniu półtoratlenków, a także rozpuszczaniu

i usuwaniu węglanów, redukcji, segregacji i powolnym przemieszczaniu wolnych tlenków żelaza oraz materii organicznej. Do tego poziomu może również przemieszczać się frakcja ilasta. Jednak przemiany te nie doprowadzają do wytworzenia poziomów spodic, argillic, agric i natric.

Poziom ten jest charakterystyczny dla gleb brunatnych strefy leśnej, niektórych gleb opadowo-glejowych, czarnych ziem, czarnoziemów i in.

Poziom cambic ma następujące cechy:

1. Uziarnienie piasków gliniastych, glin, pyłów i iłów.

2. Strukturę gleby, a nie skały macierzystej, w ponad połowie objętości poziomu.

3. Znaczne ilości minerałów wietrzejących, na które składają się:

a) minerały ilaste o sieci krystalicznej typu 2:1,

b) więcej niż 3% wietrzejących minerałów innych niż muskowit.

4. Intensywne przemiany wyrażone morfologicznie w jednej z następujących form szarych barw na powierzchni agregatów lub w całej masie poziomu. Barwy te można określić następująco:

a) gdy materiał glebowy jest plamisty, to nasycenie barwą wynosi 2 lub mniej;

b) gdy brak plam, a jasność barwy jest mniejsza niż 4, to nasycenie barwą jest mniejsze niż 1, a gdy jasność barwy wynosi 4 lub więcej, to nasycenie barwą jest 1 lub mniej;

c) odcień barwy nie jest bardziej niebieski niż 10 Y i zmienia się na powietrzu.

Przy barwach szarych gleby z poziomem cambic są nadmiernie wilgotne oraz wykazują jedną z następujących cech:

a) regularne zmniejszanie się zawartości węgla organicznego wraz z głębokością profilu do głębokości 1,25 m; na tej głębokości zawartość węgla organicznego musi być mniejsza niż 0,2%;

b) szczeliny, które w większości lat otwierają się przy wysychaniu gleby i zamykają się przy jej nawilgotnieniu; po wyschnięciu gleby na głębokości 50 cm poniżej powierzchni, szczeliny te mają szerokość 1 cm i większą;

c) większe nasycenie barwą, czerwieńszy odcień lub większą zawartość frakcji ilastej niż w poziomach niżej leżących;

d) cechy wymywania wyrażające się mniejszą zawartością węglanów w poziomie cambic niż w poziomach pod nim leżących, np. w poziomie *Cca*;

e) w przypadku gdy materiały macierzyste nie zawierają węglanów, wtedy cechą przemian poziomu cambic może być dobrze ukształtowana struktura glebowa, a brak tej struktury w skale macierzystej.

5. Poziom cambic ma niektóre właściwości poziomów argillic i spodic, ale nie spełnia wszystkich określonych kryteriów dla tych poziomów.

6. Poziom ten nie wykazuje ani scementowania, ani stwardnień, ani też twardej konsystencji w stanie wilgotnym.

7. Spągowa jego część sięga co najmniej do głębokości 25 cm poniżej powierzchni gleby.

Poziom sideric – poziom rdzawy (gr. *sideris* – żelazo)

Poziom sideric ma cechy analogiczne do poziomu cambic z tą różnicą, że występuje w materiale piaszczystym posiadającym uziarnienie piasku słabogliniastego, a niekiedy luźnego. Stropowa część poziomu sideric przylega bezpośrednio do poziomu akumulacyjno-próchnicznego, a spągowa wyraźnie, rzadziej stopniowo, przechodzi w skałę macierzystą. Miąższość tego poziomu wynosi najczęściej 30–70 cm, ale może niekiedy dochodzić do 100 cm i więcej.

Barwa poziomu sideric według skali Munsella ma odcień 7,5 YR do 10 YR, jasność $\geqslant 4$, nasycenie $\leqslant 3$. Pochodzi ona od obecności żelazistych otoczek na ziarnach mineralnych. W skład tych otoczek, oprócz tlenków żelaza, wchodzą także tlenki glinu i pewne ilości próchnicy. Półtoratlenki uwolnione w wyniku wietrzenia *in situ* tworzą na powierzchni cząstek mineralnych nieruchliwe kompleksy z próchnicą o stosunku węgla organicznego do sumy wolnego glinu i żelaza nie przekraczającym wartości 25:

$$\frac{C_{org.}}{Al+Fe} \leqslant 25$$

gdzie: $C_{org.}$, Al, Fe – wyrażone w masie pierwiastków ulegających ekstrakcji w 0,1 M roztworze pirofosforanu sodu.

Poziom sideric nie zawiera węglanów, ma odczyn kwaśny, najczęściej w przedziale pH_{H_2O} 4–5 i powyżej 5 w glebach uprawnych. Stopień nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym[1] nie przekracza 30% w glebach leśnych. Jest to poziom jednolity, bez zacieków i konkrecji żelazistych. Od poziomu cambic poziom sideric różni się bardzo małą zawartością frakcji ilastej i kompleksów próchniczno-ilastych oraz brakiem lub bardzo słabo zaznaczoną i nietrwałą strukturą agregatową, a od poziomów spodic i argillic – brakiem uchwytnych oznak wmywania.

Poziom argillic (łac. *argillic* – biały il)

W poziomie argillic została nagromadzona na skutek wmywania frakcja ilasta. Poziom ten tworzy się poniżej poziomu eluwialnego, ale może występować i w stropie gleby w przypadku gdy jej część została zdenudowana. Poziom argillic można scharakteryzować następująco:

1. Gdy istnieje poziom eluwialny, a w profilu nie ma nieciągłości litologicznej pomiędzy poziomem eluwialnym a poziomem iluwialnym, poziom argillic zawiera więcej frakcji ilastej (<0,002 mm) niż poziom eluwialny nad nim leżący. Wzrost zawartości frakcji ilastej następuje na przestrzeni pionowej 30 cm i mniejszej:

[1] Pojemność wymienna kationów (PWK) oznaczona w 2M octanie amonu przy pH 8,2.

– gdy jakakolwiek część poziomu eluwialnego zawiera mniej niż 15% frakcji ilastej w częściach ziemistych (<2 μm), wtedy poziom argillic musi jej zawierać co najmniej o 3% więcej niż poziom eluwialny (np. gdy poziom eluwialny zawiera 10% frakcji ilastej, to poziom argillic zawiera jej co najmniej 13%);

– gdy poziom eluwialny zawiera 15–40% frakcji ilastej w częściach ziemistych, wówczas stosunek procentowy zawartości frakcji ilastej w poziomie argillic do zawartości w poziomie eluwialnym musi być równy lub większy od 1,2; stosunek zawartości drobnej frakcji ilastej do jej całkowitej zawartości jest w poziomie argillic zwykle wyższy niż w poziomie eluwialnym o 0,33 i więcej;

– jeżeli poziom eluwialny zawiera więcej niż 40% frakcji ilastej w częściach ziemistych, to poziom iluwialny musi zawierać tej frakcji więcej o co najmniej 8%, a jeżeli zawartość frakcji ilastej w poziomie eluwialnym przekracza 60%, to poziom argillic musi zawierać o 8% więcej drobnej frakcji ilastej (<0,0002 mm).

2. Miąższość poziomu argillic powinna wynosić co najmniej 0,1 sumy miąższości poziomów leżących nad nim, albo powinna być większa lub równa 15 cm, jeżeli suma miąższości poziomów eluwialnych i iluwialnych w danej glebie jest większa niż 1,5 m. Gdy poziom argillic jest piaszczysty (piaski gliniaste), wtedy jego miąższość powinna wynosić co najmniej 15 cm. Gdy poziom ten składa się wyłącznie z drobnych warstewek, to warstewki miąższości równej lub większej niż 1 cm powinny w sumie dać miąższość co najmniej 15 cm. Jeśli poziom argillic jest gliniasty lub ilasty, powinien on mieć miąższość co najmniej 7,5 cm.

3. W glebach bezstrukturalnych poziom argillic ma zorientowane pakiety ilaste spajające ziarna piasku; mogą one także występować w niektórych porach glebowych.

4. Gdy gleba jest strukturalna, mająca agregaty różnych kształtów, wtedy poziom argillic powinien spełniać jeden z następujących wymogów:

– powierzchnie agregatów zarówno pionowe, jak i poziome, a także ścianki drobnych porów, pokryte są otoczkami ilastymi; w mikroszlifach zorientowane pakiety ilaste pokrywają ponad 12% powierzchni;

– poza spełnieniem warunków określonych w punktach 1 i 2 powinien również mieć stropową granicę nieregularną i poprzerywaną, a ilaste otoczki powinny występować w najniższych częściach poziomu;

– gdy poziom argillic jest ilasty i minerałem ilastym jest kaolinit, a poziom powierzchniowy zawiera więcej niż 40% frakcji ilastej, wówczas w dolnych partiach poziomu argillic otoczki ilaste występują na ściankach agregatów i porów glebowych, a struktura tego poziomu jest foremnowielościenna i pryzmatyczna;

– gdy uziarnienie poziomu argillic jest ilaste i we frakcji ilastej dominują minerały z siecią krystaliczną typu 2:1, wówczas nie musi on mieć otoczek ilastych, ale poziomy nad nim leżące muszą zawierać przepłukane ziarna piasku i pyłu, a poziom argillic musi wykazywać zmiany spowodowane pęcznieniem; powierzchnie agregatów (*slickensides*) błyszczą wówczas, a granice poziomu iluwialnego są faliste;

— stosunek procentowej zawartości drobnej frakcji ilastej do procentowej zawartości całkowitej frakcji ilastej w poziomie argillic musi być wyższy co najmniej o 0,3 od tego stosunku w poziomach leżących nad nim i pod nim lub zawierać więcej o 8% drobnej frakcji ilastej niż poziomy nad nim leżące.

5. Gdy gleba wykazuje nieciągłość litologiczną pomiędzy poziomem eluwialnym a poziomem argillic lub gdy tylko warstwa uprawna zalega nad poziomem argillic, wówczas poziom ten musi mieć otoczki ilaste przynajmniej na części ścianek drobnych porów, a w przypadku struktury agregatowej — na części pionowych i poziomych powierzchni agregatów. Ponadto mikroszlify wykazują w niektórych częściach poziomu 1% lub więcej zorientowanych pakietów ilastych lub stosunek ilości drobnych frakcji do całkowitej ilości frakcji ilastej w poziomie argillic jest większy niż ten stosunek w poziomach zalegających nad i pod nim.

Poziom natric (łac. *natrium* — sód; obecność sodu wymiennego)

Poziom natric jest specyficznym poziomem wmycia frakcji ilastej, który poza cechami poziomu argillic wyróżnia się następującymi właściwościami:

1) strukturą pryzmatyczną lub, częściej, słupową w stropie, która może rozpadać się na wtórne elementy wielościenne, ostrokrawędziste i zaokrąglone, rzadziej występują struktury foremnościenne; w ostatnim przypadku zacieki poziomu eluwialnego z wybielonymi ziarnami piasku przechodzą do poziomu iluwialnego w postaci języków długości około 2,5 cm;

2) współczynnik adsorpcji sodu (*SAR*) przekracza 13, a nawet 15%. W obrębie górnych 40 cm tego poziomu występuje większe wysycenie sodem wymiennym kompleksu sorpcyjnego, a suma wymiennego sodu i magnezu musi być większa od sumy wymiennego wapnia i kwasowości wymiennej oznaczonej przy pH = 8,2; wówczas w głębszych partiach tego poziomu (ale nie głębiej niż 2 m) pewne strefy wykazują $SAR > 13$.

Poziom spodic (gr. *spodos* — popiół drzewny)

Poziom spodic jest poziomem iluwialnej akumulacji półtoratlenków (Al_2O_3 i Fe_2O_3) oraz próchnicy. W glebach leśnych zalega on bezpośrednio pod poziomem eluwialnym, w glebach uprawnych często pod poziomem *Ap*. Pierwotne uziarnienie materiału tworzącego poziom spodic odpowiada najczęściej piaskom luźnym.

Barwa tego poziomu jest zróżnicowana i zależy od ilości i wzajemnych proporcji zakumulowanych substancji. Odcień barwy mieści się w szerokim przedziale od 2,5 YR do 10 YR, zaś jasność barwy zależy od ilości próchnicy, natomiast nasycenie barwą w głównej mierze od ilości związków żelaza.

Ilość substancji zakumulowanych w poziomie spodic decyduje również o strukturze materiału glebowego. Przy niewielkiej iluwiacji R_2O_3 i małej ilości próchnicy może być zachowana struktura rozdzielnoziarnista, zaś duże

nagromadzenie tych związków powoduje powstawanie spoistych agregatów, a nawet ciągłych, silnie scementowanych warstw, zwanych *orsztynem*. Jedną z cech charakterystycznych tych agregatów jest brak minerałów ilastych zdolnych do pęcznienia (typu 2:1).

Na podstawie kryteriów morfologicznych (barwa, stopień scementowania) i chemicznych (proporcje ilościowe R_2O_3 i próchnicy) w poziomie spodic można niekiedy wyróżnić następujące podpoziomy: 1) barwa ciemnobrunatna do czarnej (jasność 4), stopień scementowania średni lub silny, przeciętna miąższość 2–3 cm, ilościowa przewaga próchnicy nad R_2O_3; 2) barwa rdzawa lub brunatnordzawa (nasycenie > 4), stopień scementowania średni lub słaby, ilościowa przewaga R_2O_3 nad próchnicą.

Poziom spodic zwykle odcina się wyraźnie od poziomów nadległych. Górna granica poziomu ma często przebieg nieregularny, falisty lub tworzy głębokie zacieki (języki).

Kryteria ilościowe wyróżniania poziomu spodic:

1. Poziom spodic charakteryzuje się zwiększoną zawartością półtoratlenków i próchnicy w stosunku do poziomów nadległych i materiału macierzystego. Wykazuje też dodatnie wskaźniki iluwiacji (W_{ic} i W_{in}):

a. Wskaźnik iluwiacji dla gleb całkowitych (W_{ic}):

$$W_{ic} = \frac{(C_{org.} + Al + Fe)_B - (C_{org.} + Al + Fe)_A}{(C_{org.} + Al + Fe)_C} \quad *$$

b. Wskaźnik iluwiacji dla gleb niecałkowitych (W_{in}):

$$W_{in} = (C_{org.} + Al + Fe)_B - (C_{org.} + Al + Fe)_A \quad **$$

gdzie:

$C_{org.}$, Al, Fe – zawartość w glebie $C_{org.}$, Fe i Al ulegających ekstrakcji w 0,1 M roztworze pirofosforanu sodu, *A*, *B*, *C* – symbole poziomów.

2. Akumulacja kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie spodic jest związana z utratą rozpuszczalności tych kompleksów po przekroczeniu granicznej zawartości R_2O_3. Nieruchliwe kompleksy charakteryzuje stosunek masy węgla organicznego do sumy wolnego glinu i żelaza mniejszy lub równy wartości 25. Dla poziomów nadległych wartość tego stosunku jest większa od 25 (kompleksy ruchliwe). Dolna granica tego stosunku (5,8) została przyjęta w celu odróżnienia poziomów iluwialnych typu spodic od poziomów z akumulacją R_2O_3, w których powstawaniu materia organiczna nie odgrywa większej roli.

* Wg Z. Prusinkiewicza.

** Wg D. L. Mokmy (1983).

Wartości graniczne omawianego wskaźnika są więc następujące:

$$5{,}8 \leqslant \frac{C_{org.}}{Al + Fe} \leqslant 25 \ *$$

gdzie:
$C_{org.}$, Al, Fe – zawartość pierwiastków ulegających ekstrakcji w 0,1 M roztworze pirofosforanu sodu, wyrażone w wartościach masy.

Poziom spodic nie zawiera węglanów, ma odczyn kwaśny ($pH_{H_2O} = 3-5$). Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym nie przekracza zwykle 20%.

Poziom agric (łac. *ager* – pole)

Poziom agric jest poziomem iluwialnym występującym bezpośrednio pod uprawnym poziomem próchnicznym. Powstaje on na skutek długotrwałej intensywnej uprawy rolniczej w procesie iluwiacji próchnicy, frakcji pyłowych i frakcji ilastych wynoszonych z poziomu uprawnego. Tworzące się makropory w warstwie uprawnej i brak roślinności bezpośrednio po orce, podczas deszczu powodują burzliwy przepływ błotnistej wody do dolnych partii poziomu uprawnego. Zawiesina wodna może ponadto przepływać kanalikami po dżdżownicach i po korzeniach, a także drobnymi szczelinami między agregatami w głąb profilu. Materiały wleczone przez wodę mogą osadzać się na ściankach przestworów na skutek kapilarnego zasysania wody przez wysuszoną glebę. W ten sposób ścianki kanalików oraz powierzchnie agregatów pokrywane są ciemno zabarwionymi osadami, stanowiącymi mieszaninę materii organicznej, pyłu i iłu. Grubość warstewek pokrywających ścianki zwiększa się w miarę czasu, aż w końcu może dojść do całkowitego zapełnienia tych przestworów materiałami namytymi.

Reasumując, gdy w poziomie podpróchnicznym występują kanaliki po dżdżownicach i po korzeniach oraz szczeliny, w których ścianki pokryte są materiałem iluwialnym, a materiał namyty stanowi 5% lub więcej objętości tego poziomu i gdy otoczki iluwialne mają grubość 2 mm lub większą, a wykazują jasność barwy mniejszą niż 4 i nasycenie barwą niższe niż 2 w stanie wilgotnym, wówczas taki poziom nazywamy poziomem agric. Po długotrwałej uprawie rolniczej poziom ten nie zawiera dużych ilości materii organicznej, lecz stosunek C:N jest w nim niski, zwykle poniżej 8. Odczyn tego poziomu jest na ogół obojętny (pH od 6 do 6,5 i więcej).

Poziom albic (łac. *albus* – biały)

Poziom diagnostyczny albic jest poziomem eluwialnym, z którego w sposób selektywny, przy udziale rozpuszczalnych frakcji próchnicy, zostały wymyte

* Wg D. L. Mokmy (1983).

niektóre produkty rozkładu minerałów, zwłaszcza glin i żelazo. Dzięki odmyciu tych składników poziom ten uległ względnemu wzbogaceniu w SiO_2 oraz charakterystycznemu wybieleniu, a zalegający bezpośrednio pod nim poziom iluwialny (spodic), wzbogacony w namyte związki, uzyskał barwę rdzawą lub kawowobrunatną i został w mniejszym lub większym stopniu scementowany. Granica między poziomami albic i spodic jest zwykle wyraźna, często przebiega nierówno i tworzy głębokie zacieki.

Poziom albic ma z reguły uziarnienie piasku luźnego lub słabogliniastego, a w składzie mineralnym dominuje kwarc. Miąższość poziomu albic może wynosić od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Regułą jest, że im uboższa w niekrzemianowe formy półtoratlenków jest skała macierzysta, tym grubszy jest poziom albic.

Poziom albic może rozpoczynać się bezpośrednio pod poziomem próchnicy nadkładowej lub może być od niego oddzielony poziomem akumulacyjno-próchnicznym. Zwykle barwa poziomu albic nie jest czysto biała, lecz ma odcień mniej lub bardziej szarawy, który pochodzi od namywanych od góry rozpuszczalnych frakcji próchnicy.

W inicjalnych fazach swego rozwoju poziom albic może występować w postaci brudnobiałych plam w poziomie akumulacyjno-próchnicznym lub w stropowej części poziomu sideric.

Poziom luvic (łac. *eluo* — wypłukuję)

Poziom luvic jest poziomem eluwialnym pozbawionym pierwotnych węglanów i innych łatwo rozpuszczalnych soli, a przede wszystkim zubożonym w minerały ilaste. Zostały one (bez rozkładu) przemieszczone do poziomu argillic występującego bezpośrednio pod poziomem luvic.

Poziom luvic, pozbawiony części frakcji ilastej, jest z reguły bardziej spiaszczony i jaśniejszy od skały macierzystej, którą są zwykle glina zwałowa, utwory pyłowe lub piasek gliniasty. W spągowej części poziomu luvic zaznacza się czasami tzw. kontaktowe oglejenie, powstałe wskutek okresowego stagnowania wód opadowych na trudniej przepuszczalnym poziomie argillic.

Cechy poziomu luvic mogą niekiedy występować łącznie z cechami poziomu cambic lub albic.

Poziom glejospodic

Poziom glejospodic ma barwę ciemnordzawobrunatną i jest zwykle równo i ostro odgraniczony od nadległego poziomu eluwialnego (albic); natomiast przejście do oglejonej skały macierzystej jest przeważnie stopniowe.

W części stropowej tego poziomu zaznacza się często prawie czarna strefa szczególnie znacznego iluwialnego nagromadzenia związków próchnicznych.

Poziom glejospodic różni się od poziomu spodic przede wszystkim genezą, płytkową strukturą i większą zawartością wolnych tlenków żelaza, które często

przeważają ilościowo nad tlenkami glinu. Stopień scementowania ziaren piasku półtoratlenkami i próchnicą (stopień orsztynizacji) jest nierzadko bardzo znaczny. Duże ilości tlenków żelaza pochodzą częściowo z poziomów nadległych, skąd wypłukiwane są przez infiltrujące wody opadowe, częściowo osadzają się z wody gruntowej w strefie wahań jej zwierciadła i zmiennych potencjałów oksydacyjno-redukcyjnych.

Poziom placic (gr. *plax* — płaski kamień, cienka scementowana warstwa)

Poziom placic jest czarną do ciemnoczerwonej warstewką scementowaną tlenkami żelaza lub tlenkami żelaza i manganu, a także przez kompleksy żelazisto-próchniczne. Miąższość tej warstewki waha się od 2 do 10 mm; rzadko ma ona grubość 1 mm lub 20 do 40 mm. Występowanie tego poziomu wiąże się z warstwowaniem materiału macierzystego. Tworzy on warstewki w przybliżeniu równoległe do powierzchni gleby w obrębie wierzchnich 50 cm. Są to przeważnie warstwy faliste, niekiedy konwolucyjne. Występuje on zawsze jako pojedyncza warstwa, chociaż może rozdzielać się na kilka warstw. Poziom ten stanowi przegrodę dla przesiąkającej wody i penetracji w głąb korzeni roślin.

Warstwy scementowane przez żelazo mają barwę intensywnie brunatną do ciemnoczerwonobrunatnej, scementowane zaś żelazem i manganem lub przez kompleksy żelazisto-organiczne — mają barwę czarną do czerwonoczarnej. Pojedynczy poziom może składać się z dwu lub więcej warstw scementowanych przez różne związki. Kompleksy żelazisto-próchniczne zwykle cementują ten poziom w wierzchnich partiach.

Geneza tego poziomu nie jest wyjaśniona. Występuje on od strefy tropikalnej do tundry, tworzy się w piaskach i w utworach ilastych, ale zawsze w klimacie wilgotnym. Bardzo często tworzy się on w glebach mineralnych u podnóży kopulastych wysokich torfowisk. Identyfikacja tego poziomu zwykle nie nastręcza kłopotów. Scementowana warstwa bowiem silnie odcina się od reszty materiału mineralnego i występuje zawsze płytko. Analizy wykazały, że warstwy te zawierają 1—10% i więcej węgla organicznego. Zawartość materii organicznej i położenie warstwy w profilu łatwo odróżnia ją od rudy łąkowej lub warstewek żelazistych, pozostających w obrębie kapilarnego wznoszenia się wód gruntowych lub ich poziomego przepływu.

Poziom fragilic (łac. *fragilis* — łamliwy, kruchy)

Jest to poziom stwardniały, o dużym zagęszczeniu materiału glebowego. Tworzy się on w glebach gliniastych, rzadziej piaszczystych. Może, lecz nie musi, zalegać bezpośrednio pod poziomem cambic, spodic, argillic lub albic. Ma dużą gęstość objętościową. W stanie suchym jest scementowany i twardy, a w stanie wilgotnym wykazuje średnią lub słabą kruchość. Pod naciskiem rozpada się na bryły nie ulegające deformacjom. Wykazuje zwykle plamy oglejenia i bardzo niską przepuszczalność. W poziomie tym można obserwować pionowe, nieregularne, wybielone płaszczyzny, które rozdzielają materiał na grube lub

bardzo grube poligony lub pryzmy. Najczęściej poziom ten ma odciętą lub wyraźną granicę stropową na głębokości najczęściej 40—80 cm, a granicę spągową na głębokości 150 cm. Korzenie występują tylko w płaszczyznach wybielonych, które mają stosunkowo mniej zwartą budowę niż pozostały materiał.

Niektóre poziomy fragilic mają strukturę średnio trwałą do trwałej, grubopłytkową. Inne poziomy w obrębie grubych pryzm mają strukturę gruboforemnowielościenną. Istnieją formy przejściowe pomiędzy strukturą płytkową a foremnowielościenną. W niektórych poziomach grube pryzmy nie wykazują struktury wtórnej.

Do identyfikacji poziomu fragilic służy następujący zespół cech wyróżniających:

1. Poziom ten zalega poniżej poziomu eluwialnego, ale niekoniecznie bezpośrednio pod nim (nie dotyczy to gleb zerodowanych).

2. Gdy ponad poziomem fragilic występuje poziom cambic lub argillic, wtedy między tymi poziomami a poziomem fragilic często występuje poziom albic z wyraźnie wybielonymi ziarnami piasku i pyłu; często poziom albic jest nasycony wodą, stagnującą na poziomie fragilic.

3. Gdy poziom ten przez dłuższy czas nie jest nasycony wodą, wówczas wyraźnie zaznaczają się wybielone smugi pionowe, a w przekroju poziomym tworzą one układy wielościenne (poligonalne). Granice poligonów wyznaczają ciemnobrunatne lub czerwonobrunatne cienkie warstewki tlenków żelaza pokrywające elementy pryzmatyczne.

4. Gdy poziom ten jest wyschnięty (wilgotność trwałego więdnięcia), wówczas pomiędzy wybielonymi smugami jest on bardzo twardy, a gdy jego wilgotność jest zbliżona do polowej pojemności wodnej, wówczas jest on zbity, łamliwy (nieplastyczny).

5. Wewnątrz agregatów pryzmatycznych nie ma korzeni roślin, a zbitość całego poziomu może być niewielka. Gdy korzenie penetrują całą jego przestrzeń, wówczas nie możemy go zaliczyć do poziomu fragilic. Korzenie roślin występują wyłącznie w wybielonych pionowych smugach pomiędzy elementami pryzmatycznymi, a tylko bardzo drobne wnikają płytko do agregatów strukturalnych. Odległość pomiędzy pojedynczymi korzonkami w obrębie agregatów pryzmatycznych nie może być mniejsza niż 10 cm; jest to minimalna średnica zbitego agregatu pryzmatycznego.

6. Uziarnienie frakcji ziemistej poziomu fragilic jest drobniejsze od piasku pylastego, a zawartość frakcji ilastej jest zwykle mniejsza niż 35%; są to najczęściej gliny pylaste i gliny piaszczyste.

7. Powietrznie sucha bryła wielkości pięści wypreparowana z tego poziomu zanurzona w wodzie stopniowo pęcznieje i ulega rozpadowi.

Poziom salic (łac. *sal* — sól, słony)

Poziom salic zawiera wtórnie nagromadzone sole łatwiej rozpuszczalne w zimnej wodzie niż gips. Poziom ten musi mieć więcej niż 2% soli rozpuszczal-

nych, a jego miąższość musi być większa niż 15 cm. Iloczyn miąższości poziomu wyrażony w cm i procentowej zawartości w nim soli rozpuszczalnych jest równy lub większy od 60 cm%.

Ażeby poziom salic spełnił ten ostatni warunek, to przy miąższości 15 cm musi on zawierać ponad 4% soli rozpuszczalnych, a przy zawartości soli rozpuszczalnych 2% musi mieć miąższość większą niż 30 cm.

Oprócz poziomu salic w glebach słonych wyróżnia się również następujące poziomy lub warstwy:

Poziom słony. Poziom ten (oznaczony przyrostkiem *sa*) zawiera wtórnie nagromadzone sole łatwiej rozpuszczalne w zimnej wodzie niż gips; zawiera on soli rozpuszczalnych od 0,1 do 2,0% ($ECe > 2$ dS/m), a wysycenie sodem wymiennym kompleksu sorpcyjnego ma mniejsze niż 15%. pH pasty nasyconej jest niższe od 8,5. W składzie soli rozpuszczalnych głównymi anionami są Cl^- i SO_4^{2-}, w mniejszych ilościach HCO_3^-. W poziomie tym mogą znajdować się nierozpuszczalne siarczany i węglany. Poziomy salic i poziomy słone zwykle występują równocześnie w tych samych glebach.

Poziom słono-sodowy. Poziom ten (oznaczany przyrostkiem *sa*, *na*) zawiera wtórnie nagromadzone sole łatwiej rozpuszczalne w zimnej wodzie niż gips i w kompleksie sorpcyjnym sód wymienny odgrywa dużą rolę; zawiera on ponad 0,1% soli rozpuszczalnych ($ECe > 2$ dS/m), a sód wymienny w kompleksie sorpcyjnym w tym poziomie przekracza 15% pojemności wymiennej kationów.

Poziom sodowy. Poziom ten (oznaczany przyrostkiem *na*) zawiera mniej niż 0,1% soli rozpuszczalnych ($ECe < 2$ dS/m), natomiast sód wymienny w kompleksie sorpcyjnym przekracza 15% pojemności wymiennej kationów, a pH pasty nasyconej wynosi ponad 8,6. Wśród kationów dominuje Na^+. Poziom ten jest zwykle bezstrukturalny.

Poziom calcic (łac. *calcium* — wapń)

Poziom calcic charakteryzuje się wtórnym nagromadzeniem węglanu wapnia lub węglanu wapnia i węglanu magnezu. To nagromadzenie może nastąpić w poziomie *C* i w innych poziomach genetycznych, jak np. w poziomie mollic, argillic i natric.

Poziom calcic może mieć dwie formy:

— pierwsza, gdy materiał zalegający pod poziomem calcic zawiera mniejsze ilości węglanów niż poziom calcic; poziom calcic tworzą wówczas poziomy wtórnego wzbogacenia gleby w węglany; ma on miąższość 5 cm lub więcej i zawiera co najmniej 15% $CaCO_3$, o 5% $CaCO_3$ więcej niż poziom *C*;

— druga forma, gdy poziom ma miąższość 15 cm i większą, zawiera co najmniej 15% $CaCO_3$, a ponadto 5% więcej węglanów wtórnie nagromadzonych w postaci otoczek, konkrecji lub osypki. Jeśli ten poziom zalega na wapieniach, marglach i innych skałach bogatych w węglany wapnia, to nie musi on zawierać więcej węglanów niż materiały pod nim leżące.

Ponadto gdy uziarnienie gleb znajduje się w grupie piasków, glin piaszczystych, utworów szkieletowo-piaszczystych i szkieletowo-gliniastych zawierających mniej niż 18% frakcji ilastej, wówczas poziom calcic musi mieć miąższość 15 cm i większą. Wystarczy jednak, że zawiera o 0,5% więcej objętościowo wtórnie nagromadzonego sypkiego $CaCO_3$ niż poziomy pod nim zalegające.

Wtórnie nagromadzony $CaCO_3$ można łatwo określić, gdyż występuje on w postaci białych wypełnień, w postaci stwardniałych konkrecji, białawych zwisów soplowatych na dolnych partiach części szkieletowych oraz białych warstewek.

W glebach mających płytkie zwierciadło wód gruntowych zawierających znaczne ilości węglanów, na skutek wznoszenia się kapilarnego wód oraz ich ewapotranspiracji, następuje wytrącenie znacznych ilości węglanów. W zależności od głębokości zwierciadła wód gruntowych i miąższości warstwy wzniosu kapilarnego, węglany mogą się wytrącać na różnych głębokościach od 30 do 100 cm. Gleby takie występują zwykle w zagłębieniach terenowych i tworzą pas przejściowy od obniżeń do wysoczyzn lub występują na mikrowzniesieniach w obrębie obniżeń.

Plamy glejowe — plamistość

Poziom „plamisty" określa miejsce w profilu glebowym z plamami mającymi kontrastowe barwy. Gdy poziom glebowy ma szarą barwę macierzystą z kilkoma plamkami czerwonymi lub brunatnymi, wówczas plamy mają barwy czerwone i brunatne. Czasem w poziomie glejowym może być tak dużo plam czerwonych i brunatnych, iż barwa szara zajmuje tak małą powierzchnię, że traktowana jest także jako plamistość. Trudno zdefiniować przypadki odpowiadające terminowi plamy glejowe, tj. plamy mające nasycenie barwą 2 lub mniejsze. Dlatego znaczenie tego terminu określa się w sposób następujący: są to poziomy lub warstwy, w których pewne partie mają w stanie wilgotnym nasycenie barwą 2 lub niższe; jasność barwy jest wtedy równa 4 lub wyższa niezależnie od tego, czy te części profilu objętościowo przeważają czy też mają ciągłą barwę wokół plam o większym nasyceniu barwą.

SYSTEMATYKA GLEB

I. GLEBY LITOGENICZNE

Dział ten obejmuje gleby o budowie i właściwościach uzależnionych głównie od właściwości skał macierzystych. W glebach litogenicznych skład mineralny i granulometryczny oraz skład chemiczny skały macierzystej wpływają dominująco na przebieg procesów glebotwórczych.

Do tego działu należą również gleby położone na skłonach i wyniosłościach, gdzie — poprzez ciągłą erozję powierzchniową — następuje zmniejszanie miąższości gleby, a skała macierzysta znajduje się w bezpośrednim kontakcie z poziomem powierzchniowym.

Gleby litogeniczne charakteryzują się zasadniczą budową profilu *A-C*, mogą jednak w pewnych przypadkach posiadać słabo wykształcony poziom brunatnienia (cambic) lub bielicowania (albic), stanowiący razem z występującymi w nich okruchami skalnymi przejście do poziomu skały macierzystej.

W dziale gleb litogenicznych wyróżnia się dwa rzędy: IA. Gleby mineralne bezwęglanowe słabo wykształcone. IB. Gleby wapniowcowe o różnym stopniu rozwoju.

IA. GLEBY MINERALNE BEZWĘGLANOWE SŁABO WYKSZTAŁCONE

Rząd ten obejmuje gleby w początkowej fazie rozwoju, o zasadniczej budowie profilu *(A)*C-C* oraz gleby słabo wykształcone o budowie profilu *A-C*, bez wyraźnych poziomów diagnostycznych.

Rozdrobnienie materiału glebowego następuje w tych glebach głównie w wyniku wietrzenia fizycznego skał. Części mineralne są słabo powiązane z materią organiczną.

W tym rzędzie wyróżniono pięć typów:
1) gleby inicjalne skaliste (litosole), 2) gleby inicjalne luźne (regosole), 3) gleby inicjalne ilaste (pelosole), 4) gleby bezwęglanowe słabo wykształcone ze skał masywnych (rankery), 5) gleby słabo wykształcone ze skał luźnych (arenosole).

IA1. Gleby inicjalne skaliste (litosole)

Do tego typu zaliczono gleby wytworzone *in situ* z różnych niewęglanowych skał masywnych. Są one bardzo płytkie, o miąższości materiału zwietrzałego nie przekraczającej 10 cm (nie uwzględniając głębszych szczelin). Wykazują różny stopień zakwaszenia, zależnie od rodzaju skały i położenia nad poziomem morza.

Pod poziomem *AC*, zawierającym znaczne ilości odłamków skały macierzystej oraz bardzo małe ilości shumifikowanej materii organicznej, zalega bezpośrednio skała lita.

Do tego typu zalicza się również obszary turni, gołoborza itp. nie posiadające roślinności drzewiastej lub zielnej.

Skąpą pokrywę roślinną tworzą najczęściej zespoły zbiorowisk naskalnych lub murawowych, np. zespół skuciny i boimki dwurzędowej (*Trifido-Distichetum*), skuciny i kostrzewy miękkiej (*Trifido-Supinetum*), boimki dwurzędowej (*Distichetum subnivale*), trzcinnika owłosionego (*Calamagrostidetum tatricum*). Niekiedy spotyka się tu także pojedyncze, skarlałe okazy świerka, sosny lub kosówki.

W typie gleb inicjalnych skalistych wyróżnia się dwa podtypy: a) gleby inicjalne skaliste erozyjne, b) gleby inicjalne skaliste poligonalne (strukturowe).

---

* Symbol (*A*) oznacza tutaj inicjalny poziom próchniczny o miąższości do 10 cm.

a. Gleby inicjalne skaliste erozyjne

Występują one w terenach górskich i wyżynnych, w miejscach gdzie lita skała została odsłonięta przez erozję. Należą tu również gleby tworzące się na kamienistym rumoszu skalnym przemieszczanym z górnych części stoków.

b. Gleby inicjalne skaliste poligonalne (strukturowe)

Występują sporadycznie w wyższych położeniach górskich o mniejszych spadkach, zwykle ponad górną granicą lasu. Okruchy skał, powstające w wyniku cyklicznego zamarzania i rozmarzania terenu, są uporządkowane i tworzą regularne struktury. Wewnątrz poligonów pojawia się skąpa roślinność, lecz początkowy proces glebotwórczy jest stale zakłócany przez ruchy warstw powierzchniowych.

IA2. Gleby inicjalne luźne (regosole)

Do tego typu zalicza się gleby o budowie profilu *(A)/C-C*, reprezentujące początkowe stadium procesu glebotwórczego. Są one wytworzone z różnych osadów klastycznych nie zlepionych lepiszczem. Do tej jednostki zaliczane są również tzw. piarżyska skał kwarcowo-krzemianowych (z przewagą żwiru i piasku), niekiedy o dużej miąższości (ponad 100 cm), występujące w terenach górskich.

Poziom *A* i *C* nie przekraczający 10 cm zawiera bardzo małe ilości zhumifikowanej materii organicznej. Właściwości chemiczne tych gleb zależą w dużym stopniu od pochodzenia geologicznego skały macierzystej, a możliwości ich użytkowania są bardzo ograniczone.

Omawiane gleby tworzą siedliska dla mało wymagającej roślinności pionierskiej, np. zespołu szczawioru i skalnic (*Oxyrio-Saxifragetum*), kosmatki brunatnej (*Luzuletum spadiceae*), czy też początkowych sukcesji zarośli kosówki (*Pinetum mughi silicolum*).

W typie gleb inicjalnych luźnych wyróżniono dwa podtypy: a) erozyjne i b) eoliczne.

a. Gleby inicjalne luźne erozyjne

Występują one w terenie morfologicznie zróżnicowanym, w miejscach odsłoniętych wskutek erozji. Wytworzone są z utworów kwarcowo-krzemianowych (żwirów, piasków) i nie przedstawiają, z punktu widzenia rolniczego, większej wartości.

b. Gleby inicjalne luźne eoliczne

Wytworzone są z reguły z piasków wydmowych i charakteryzują się bardzo słabo wykształconym poziomem próchnicznym, w którym próchnica nie jest związana z materiałem mineralnym. Gleby te, nie utrwalone przez roślinność, ulegają ponownemu zwydmieniu i nie nadają się pod uprawę. Są one siedliskiem np. dla wydmuchrzycy i piaskownicy.

IA3. Gleby inicjalne ilaste (pelosole)

Do tego typu zalicza się gleby ze słabo zróżnicowanym profilem, o budowie *AC-C*, wytworzone ze zwięzłych skał macierzystych gliniastych lub ilastych.

Tworzą się one albo na obszarach zdenudowanych (np. z odsłoniętych iłów trzeciorzędowych i warwowych), albo w wyniku akumulacji zdenudowanych materiałów ilastych w obniżonych partiach terenu. W obydwu przypadkach proces glebotwórczy zaznacza się w nich słabo.

W wierzchnich warstwach tych gleb, ze względu na brak lub małą zawartość próchnicy, nie tworzą się jeszcze trwałe kompleksy ilasto-próchniczno-żelaziste i brak jest trwałej, wodoodpornej struktury. Przy zwiększonej wilgotności pelosole ulegają pęcznieniu, a po przesuszeniu kurczą się, skutkiem czego powstają szczeliny w wyniku wysychania.

W profilach tych gleb mogą zaznaczać się zaczątkowe poziomy oglejenia odgórnego lub gruntowego.

Ewolucja pelosoli nie narażonych na erozję może przebiegać w różnych kierunkach, w zależności od składu mineralnego materiału glebowego. Pelosole, wytworzone z utworów zasobnych w związki zasadowe, mogą — w wyniku przemian minerałów ilastych i gromadzenia się próchnicy — przejść przez gleby słabo wykształcone ku glebom bogatym w próchnicę. Pelosole, wytworzone z utworów uboższych w związki zasadowe, mają tendencję do przechodzenia w gleby opadowo-glejowe lub brunatne.

Są to zwykle gleby słabo przewiewne. W zależności od położenia w terenie i stopnia oglejenia tworzą one siedliska niższej jakości użytków zielonych (np. z rzędu *Molinietalia*) lub lasu wilgotnego (np. *Tilio-Carpinetum*).

Wyróżnia się dwa podtypy gleb inicjalnych ilastych (pelosoli):

a) pelosole erozyjne występujące na zboczach gór i wzniesień, gdzie po każdym obfitym opadzie deszczowym następuje zmywanie powierzchniowych warstw profilu glebowego;

b) pelosole deluwialne powstające u podnóży erodowanych zboczy na terenach górskich lub wyżynnych.

W obu podtypach wyjściowy materiał stanowią ciężkie gliny lub iły.

IA4. Gleby bezwęglanowe słabo wykształcone ze skał masywnych (rankery)

Wyróżniony typ obejmuje gleby słabo zróżnicowane morfologicznie, mające budowę profilu *AC-C*, wytworzone ze skał bezwęglanowych.

W glebach tych poziom *AC* o barwie dość ciemnej, miąższości najczęściej 10—30 cm, leży bezpośrednio na niezwietrzałej skale masywnej. Skała masywna zalega nie głębiej niż 50 cm od powierzchni. Granica między poziomem próchnicznym a poziomem skały macierzystej jest zazwyczaj wyraźnie zaznaczona.

Są to gleby kwaśne o bardzo niskim stopniu wysycenia zasadami, stopień wysycenia (*V*) wynosi od 2 do 6%, rzadko przekracza 6%, a pH waha się w granicach 3,0—5,0.

Omawiane gleby są w poziomie *AC* z reguły kamienisto-rumoszowe. Występują najczęściej w piętrze kosodrzewiny (zespół *Pinetum mughi carpaticum*). Spotyka się je również pod płatami acidofilnych zbiorowisk murawowych (zespół *Empetro-Vaccinietum*) lub pod borem górnoreglowym (*Piceetum tatricum*). W poziomie organicznym *O* próchnica typu mor-moder lub mor.

W typie rankerów wyróżnia się trzy podtypy: a) rankery właściwe, b) rankery brunatne i c) rankery bielicowane.

a. Rankery właściwe

Mają one budowę profilu *O-AC-C*, na obszarze Polski wytworzyły się z granitów, gnejsów, niektórych piaskowców, rzadziej z łupków. Są to gleby o odczynie kwaśnym lub silnie kwaśnym w poziomach *O* i *AC*.

W terenach górskich powyżej regla górnego ze skał masywnych bezwęglanowych tworzą się tzw. rankery alpejskie o poziomie *AC* małej miąższości nie przekraczającej 20 cm. Natomiast w obszarach regla dolnego i regla górnego tworzą się rankery o poziomie *AC* dochodzącym niekiedy do 50 cm grubości.

b. Rankery brunatne

Mają budowę profilu *O-AC-Bbr-C*. Tworzą się one w piętrze regla dolnego i w terenach wyżynnych jako dalsze stadium rozwojowe rankerów właściwych ze skał masywnych zasobnych w glinokrzemiany. Rankery brunatne o formującym się poziomie *BbrC* można określić jako przejściowe do gleb brunatnych kwaśnych. O zaliczeniu tych gleb do rankerów decyduje duża (ponad 50%) zawartość szkieletu w poziomie *BbrC* i obecność okruchów skały w poziomie próchnicznym.

c. Rankery bielicowane

Mają one budowę profilu *O-AE-B/C-C*. Tworzą się ze skał masywnych, ubogich w zasadowe minerały glinokrzemianowe jako dalsze stadium rozwojowe rankerów właściwych. Występują w piętrze regla górnego, pod borem wysokogórskim i w piętrze kosodrzewiny.

Rankery bielicowane są glebami przejściowymi do bielic. O zaliczeniu tych gleb do rankerów zadecydowała duża (ponad 50%) zawartość szkieletu w poziomie *B/C* i poziomach głębszych oraz obecność okruchów skały w poziomach powierzchniowych.

IA5. Gleby słabo wykształcone ze skał luźnych (arenosole)

Gleby te charakteryzują się zasadniczą budową profilu *A-C*. Pod poziomem próchnicznym (ochric) o miąższości wahającej się od 10 do 30 cm występuje bezpośrednio skała macierzysta.

Oprócz poziomu próchnicznego *A* nie zaznaczają się w arenosolach inne poziomy genetyczne.

Arenosole są wytworzone z różnych skał klastycznych, luźnych, niewęglanowych, głównie z piasków o głęboko zalegających wodach gruntowych. Nie wykazują cech hydromorficzności do głębokości 50 cm od powierzchni. Mają odczyn zróżnicowany od obojętnego do kwaśnego zależnie od pochodzenia geologicznego skały macierzystej.

Gleby te stanowią dalsze stadium rozwojowe gleb inicjalnych luźnych.

Arenosole tworzą siedliska zespołów o małych wymaganiach wilgotnościowych, jak: wydmuchrzycy piaskowej i piaskownicy zwyczajnej (*Elymo-Ammophiletum*), a także suchych muraw: szczotlichy siwej (*Spergulo vernalis-Corynephoretum*), kostrzewy i macierzanki piaskowej (*Festuco-Thymetum serpylli*). Jeśli występują pod lasami, typowe są dla nich zbiorowiska borowe — bór sosnowy suchy z chrobotkiem (*Cladonio-Pinetum*) i bór sosnowy świeży z bażyną (*Empetro nigri-Pinetum*). Przy udziale roślinności borowej arenosole przekształcają się stopniowo w gleby rdzawe lub bielicowe.

W typie tym wyróżnia się podtyp arenosole właściwe o budowie profilu *A/C-C* lub *A-C*.

Arenosole właściwe spotyka się najczęściej na terenach uprawnych. Bezpośrednio pod poziomem ornym (*Ap*) występuje piasek, nie wykazujący cech poziomu iluwialnego, poziomu rdzawienia lub brunatnienia.

IB. GLEBY WAPNIOWCOWE O RÓŻNYM STOPNIU ROZWOJU

Rząd ten obejmuje gleby wytworzone ze skał węglanowych (wapieni, margli, dolomitów) lub siarczanowych oraz ze skał klastycznych zasobnych w węglan wapnia. Właściwości biologiczne i fizykochemiczne gleb wapniowcowych są uwarunkowane zasobnością skały macierzystej w wapń, jak również w magnez.

Ogólna zawartość węglanów w skale macierzystej i w glebie waha się w szerokich granicach. Decyduje ona o dużym, a najczęściej o pełnym wysyceniu kompleksu sorpcyjnego zasadami w całym profilu glebowym.

W glebach wapniowcowych tworzą się trwałe kompleksy organiczno-mineralne, a procesy mineralizacji przebiegają powoli. Próchnica ma zazwyczaj formę mull kalcimorficzny albo mull-moder kalcimorficzny.

W rzędzie gleb wapniowcowych wyróżnia się dwa typy: 1) rędziny i 2) pararędziny.

IB1. Rędziny

Rędziny mają zasadniczą budowę profilu *ACca-Cca-R*. W poszczególnych podtypach rędzin mogą zaznaczyć się pewne odchylenia pod względem budowy profilu. Poziom *ACca* zawiera pewną ilość odłamków skały macierzystej (węglanowej lub siarczanowej) o różnym stopniu rozdrobnienia i zwietrzenia chemicznego. Poziom *Cca* w górnej części to zazwyczaj silnie zwietrzały rumosz skalny przechodzący w dolnej części w skałę masywną.

Skałę macierzystą rędzin stanowią zwietrzeliny skał węglanowych (wapienie, margle, dolomity, opoki) różnych formacji geologicznych oraz skał siarczanowych (gipsy).

Skład granulometryczny wierzchnich poziomów rędzin jest bardzo różny. Zależy on od typu skały macierzystej, stopnia jej zwietrzenia, zawartości w niej części krzemianowych i węglanów. Rędziny zawierają bardzo często domieszkę materiału obcego (lodowcowego, eolicznego), dlatego też wprowadza się określenie rędziny mieszanej w odróżnieniu od rędziny czystej, tj. bez domieszek. Rędziny odznaczają się odczynem alkalicznym, dużym (ponad 65%) lub pełnym wysyceniem kompleksu sorpcyjnego zasadami, znacznym udziałem w materiale glebowym połączeń próchniczno-wapniowych. W wierzchnich poziomach genetycznych rędzin tworzą się kompleksy próchniczno-ilaste wysycone wapniem, wpływające na stabilność tych gleb, a również na ich strukturę.

Tworzące się w wyniku wietrzenia węglanowej skały macierzystej węglany aktywne (łatwo rozpuszczalne) wpływają z jednej strony stymulująco na humifikację materii organicznej świeżej, z drugiej strony zaś hamująco na dalszą jej ewolucję ze względu na tworzenie się niecałkowicie przekształconych, słabo spolimeryzowanych połączeń organiczno-mineralnych.

W poziomach próchnicznych rędzin zasobnych w węglany aktywne stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych jest wąski — H : F wynosi często poniżej 1*, natomiast duży jest udział humin. Barwa poziomów próchnicznych rędzin waha się w szerokich granicach od szarobiałej do czarnej.

Wolne związki żelaza i glinu stanowią w rędzinach mały procent całkowitej zawartości tych składników i nie są przemieszczane z wierzchnich do głębszych warstw profilu.

Właściwości fizykochemiczne rędzin, wytworzonych ze skał siarczanowych są nieco inne (m.in. niższe pH, mniejsze wysycenie kationami zasadowymi) i podano je przy charakterystyce rędzin siarczanowych.

Całokształt właściwości fizykochemicznych rędzin wskazuje na ich odrębność typologiczną, zaakceptowaną przez gleboznawstwo światowe poprzez przyjęcie terminu „rędziny", spopularyzowanego przez Sł. Miklaszewskiego.

W typie rędzin wyróżnia się następujące podtypy: a) rędziny inicjalne, b) rędziny właściwe, c) rędziny czarnoziemne, d) rędziny brunatne, e) rędziny próchniczne górskie, f) rędziny butwinowe górskie.

Nie wszystkie wyszczególnione tu podtypy rędzin występują w obydwu grupach litogenicznych, tj. węglanowej i siarczanowej. Rędziny siarczanowe zaliczane są najczęściej do podtypów rędzin właściwych lub czarnoziemnych.

---

* Frakcjonowanie metodą Duchaufoura-Jacquin lub Tiurina.

a. Rędziny inicjalne

Mają budowę profilu *ACca-Cca* i stanowią pierwotne lub wtórne (erozyjne) stadium rozwojowe gleb wytworzonych z utworów wapniowcowych.

Inicjalny poziom próchniczny *ACca* nie przekracza 10 cm i zawiera znaczną ilość okruchów skały macierzystej.

Rędziny inicjalne są nieprzydatne do uprawy rolniczej i trudne do zalesienia. W terenach równinnych najczęściej osiedla się na nich roślinność trawiasta, kserofitowa z przewodnimi gatunkami: *Bromus erectus* Huds., *Festuca duriuscula* L., *Festuca ovina* L.

W terenach górskich i wyżynnych rędziny inicjalne tworzą siedliska roślinności naskalnej i murawowej, reprezentowanej przez zespoły: turzycy mocnej (*Caricetum firmae*), kostrzewy pstrej (*Versicoloretum tatricum*) i kostrzewy sinej (*Festucetosum pallentis*).

Szczególnie suche są rędziny inicjalne wytworzone z wapieni lub dolomitów o budowie płytowej z dużą ilością szczelin.

b. Rędziny właściwe

Mają budowę profilu *ACca-Cca* i miąższość poziomu *AC* od 10 do 30 cm. Zawartość próchnicy w poziomach próchnicznych rędzin właściwych terenów równinnych nie przekracza zazwyczaj 3%, w terenach górskich jest większa. W poziomie *AC* występują różnej wielkości okruchy skały macierzystej.

Rędziny typowe w terenach równinnych, wytworzone ze skał o dużej zawartości węglanów, stanowią siedliska roślinności kserofilnej. Natomiast rędziny wytworzone ze zwietrzelin niektórych utworów marglistych stanowią siedliska lasów liściastych z dużym udziałem buka (*Fagus silvatica*) i w mniejszym stopniu dębu szypułkowego (*Quercus robur*). Użytkowane rolniczo dają gleby o bardzo zróżnicowanej przydatności, zależnej od głębokości, zawartości szkieletu i składu granulometrycznego poziomu *AC*.

Rędziny właściwe w terenach górskich tworzą siedlisko lasu górskiego, tj. buczyny karpackiej (*Fagetum carpaticum typicum*). Zaznacza się w nich intensywniejsze niż w terenach nizinnych wietrzenie utworów wapiennych.

c. Rędziny czarnoziemne

Mają profil o następującej budowie: *A-Cca*. Łączna miąższość poziomów mollic (*A—ACca*) przekracza 30 cm, a zawartość próchnicy w poziomie *A* wynosi ponad 3%. Tworzą się w nim trwałe kompleksy próchniczno-ilasto-węglanowe. Struktura poziomów *A* jest gruboziarnista, a barwa ciemnoszara lub czarna. Stosunek C : N w poziomie *A* gleb ornych waha się od 8 do 12. Stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych przy małej ilości węglanów aktywnych, jest większy od 1*, a przy dużej ilości węglanów aktywnych nie przekracza 1. Kompleks sorpcyjny odznacza się pełnym wysyceniem zasadami. Zawartość części szkieletowych w poziomie *A* jest nie-

* Frakcjonowanie metodą Duchaufoura-Jacquin lub Tiurina.

wielka, ale mogą występować drobne okruchy skały macierzystej. Jest to powierzchniowy poziom diagnostyczny mollic.

Rędziny czarnoziemne wytworzyły się najczęściej z miękkich utworów kredowych, dających zwietrzelinę ilastą lub gliniastą, oraz z porowatej opoki wapiennej. W odróżnieniu od rędzin próchnicznych górskich występują one na terenach wyżynnych i nizinnych.

Potencjalną roślinność naturalną stanowią żyzne zbiorowiska grądowe (*Tilio-Carpinetum*).

Ze względu na wysoką przydatność rolniczą (pszenica, rzepak, chmiel, buraki cukrowe) większość rędzin czarnoziemnych znajduje się w użytkowaniu rolniczym.

d. Rędziny brunatne

Mają budowę profilu *A-Bbr-Cca*. Poziom *A* o miąższości do 30 cm zawiera do 5% węglanów, głównie w postaci okruchów skalnych. W częściach ziemistych może brakować węglanów, mimo obecności w masie glebowej okruchów skały wapiennej. Części ziemiste mają odczyn obojętny lub lekko kwaśny i mogą wykazywać niewielką kwasowość hydrolityczną. Barwa poziomu *A* jest szarobrunatna, a zawartość próchnicy z reguły mniejsza niż 3%.

Poziom *Bbr-Cca* ma barwę żółtobrunatną. Podobnie jak w poziomie *A* występują w nim okruchy skały wapiennej, ale części ziemiste mogą nie zawierać węglanów. Zawartość węglanów w poziomie *Bbr-Cca* nie przekracza 5%. Poziomy *Bbr-Cca* rędzin brunatnych odróżnia się od brązowo zabarwionych zwietrzelin w rędzinach właściwych po tym, że mają mniejszą zawartość węglanów, strukturę pryzmatyczną lub ziarnistą i wykazują pewne uruchomienie związków żelaza. Jest to zaczątkowy poziom brunatnienia, stanowiący jednocześnie przejście do poziomu skały macierzystej. Miąższość poziomu *BC* powinna wynosić co najmniej 5 cm.

Rędziny brunatne tworzą się najczęściej z twardych i krystalicznych wapieni i dolomitów jurajskich oraz triasowych, albo z wapieni marglistych, zawierających znaczną ilość domieszek krzemianowych.

W terenach wyżynnych i nizinnych rędziny brunatne tworzą siedlisko lasów świeżych, reprezentowanych przez zbiorowiska grądowe (*Tilio-Carpinetum*, *Galio-Carpinetum*).

Rędziny brunatne o zwięźlejszym uziarnieniu użytkowane są w większości jako gleby orne o średniej przydatności rolniczej.

W terenach górskich rędziny brunatne stanowią siedliska lasu górskiego, tj. dolnoreglowego lasu bukowo-jodłowego (*Fagetum carpaticum* = *Dentario glandulosae-Fagetum*) z gatunkami w runie: szczyr trwały (*Mercurialis perennis*), żywiec gruczołowaty i cebulkowy (*Dentario glandulosae*, *D. bulbifera*), gajowiec żółty (*Galeobdolum luteum*).

W pewnych przypadkach rędziny brunatne zawierają w wierzchnich warstwach i w szczelinach skały oprócz zwietrzeliny współczesnej, również zwietrzelinę plejstoceńską typu *terra fusca* i starszą trzeciorzędową — *terra rossa*.

e. Rędziny próchniczne górskie

Mają profil o budowie: *O-A-Cca*. Wyróżnia je duża miąższość poziomu próchnicznego wynosząca łącznie z poziomem *O* od 30 do 70 cm, duża zawartość materii organicznej w części mineralnej tego poziomu przekraczająca często 6%, próchnica murszowata słabo powiązana z częściami mineralnymi.

Poziom *ACca* zawiera pewną ilość odłamków skały macierzystej, ale w jego częściach ziemistych węglany występują w bardzo małych ilościach, a niekiedy może ich nie być.

Gleby te tworzą w strefie regla dolnego siedlisko podzespołu lasu bukowo-jodłowego (*Fagetum carpaticum lunarietosum*) oraz lasu jaworowego (*Phyllitido-Aceretum*). W piętrze halnym tworzą one siedlisko wapieniolubnych muraw, np. zespołu kostrzewy pstrej (*Versicoloretum tatricum*).

f. Rędziny butwinowe górskie

Mają profil o budowie *O-ACca-Cca*. Kwaśny poziom organiczny *O* o miąższości większej niż 5 cm zawiera duże ilości świeżej materii organicznej, w małym stopniu zhumifikowanej. W Tatrach miąższość tego poziomu wynosi zwykle 15 do 35 cm.

Pod poziomem organicznym *O* występuje poziom *AC* zawierający próchnicę typu mull kalcimorficzny.

Poziom *ACca*, silnie przerośnięty korzeniami, przechodzi stopniowo w poziom *Cca* skały macierzystej, często w górnej warstwie zbrunatniałej w wyniku wietrzenia.

Rędziny butwinowe górskie występują w piętrze regla górnego, pod borem świerkowym (*Piceetum normale*) i w piętrze zwartych płatów kosodrzewiny (*Pinetum mughi calcicolum*). Inicjalne formy rędziny butwinowej występują w partiach grzbietowych regla dolnego.

IB2. Pararędziny

Pararędziny, podobnie jak rędziny, są glebami litogenicznymi, wyodrębnionymi jako typ ze względu na specyfikę procesów glebotwórczych, uwarunkowaną właściwościami skały macierzystej.

Pararędziny wytworzyły się ze skał klastycznych zasobnych w węglany. Skałami tymi są najczęściej: łupki ilaste i piaskowce ze spoiwem węglanowym, niektóre osady zwałowe młodszych faz zlodowacenia, zawierające okruchy skał węglanowych i rozproszone węglany.

W profilu pararędzin występują zasadniczo dwa poziomy: poziom próchniczny (mollic lub ochric) i poziom skały macierzystej zasobnej w okruchy skał węglanowych i w rozproszone węglany.

W typie pararędzin wyróżnia się 3 podtypy: a) pararędziny inicjalne, b) pararędziny właściwe, c) pararędziny brunatne.

a. Pararędziny inicjalne

Pararędziny inicjalne mają słabo wykształcony poziom próchniczny *A* (ochric) o miąższości nie przekraczającej 10 cm. W poziomie tym występują okruchy skał węglanowych, węglany rozproszone w częściach ziemistych lub obie formy węglanów razem. Ogólna zawartość węglanów w całej masie glebowej jest nie mniejsza niż 10%.

Pozostałe właściwości gleby w tym poziomie uwarunkowane są dużą zawartością węglanów, a ponadto zależą od pochodzenia geologicznego i uziarnienia skały macierzystej. Mają one pH powyżej 7,2, całkowite wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi, pojemność sorpcyjną zależnie od uziarnienia od paru do kilkudziesięciu meq/100 g, stosunek C:N w granicach 8 do 10.

Bezpośrednio pod inicjalnym poziomem próchnicznym występuje skała macierzysta również zasobna w węglany. Średnia zawartość węglanów w skale macierzystej jest nie mniejsza niż 15%. Niektóre warstwy skały macierzystej zawierają 50% i więcej $CaCO_3$.

Pararędziny inicjalne występują głównie na wychodniach marglistych fliszowych skał węglanowych. Jeśli występują pod lasami, to typowy jest dla nich las liściasty z próchnicą typu mull kalcimorficzny. Na pagórkach morenowych pojezierzy typowym zbiorowiskiem roślinnym na tych glebach są kserotermiczne murawy.

Nie spotyka się tego podtypu w glebach ornych. Ze względu na nie sprzyjające warunki dla wykształcenia głębszego poziomu próchnicznego, pararędziny inicjalne znajdują się ciągle na przejściu od skał zasobnych w węglany do pararędzin właściwych. Budowę profilu pararędziny inicjalnej zapisuje się symbolami: *AC-Cca*.

b. Pararędziny właściwe

Pararędziny właściwe mają poziom próchniczny *A* typu mollic o miąższości do 25 cm. Występują w nim okruchy skał węglanowych lub węglany w postaci rozproszonej (lub obie te formy razem), ale ogólna zawartość węglanów może być mniejsza niż w pararędzinach inicjalnych.

W glebach leśnych i łąkowych prawie cała masa glebowa ma strukturę agregatową. W glebach uprawnych rodzaj struktury zależy od uziarnienia, ale nawet w glebach piaszczystych i żwirowych większość części ziemistych tworzy drobne agregaty.

Pozostałe cechy poziomu *A* są takie same jak w pararędzinach inicjalnych.

Pod poziomem próchnicznym zalega bezpośrednio klastyczna zasobna w węglan skała macierzysta. Średnia zawartość $CaCO_3$ jest w niej nie mniejsza niż 15%. W całej grubości warstwy $CaCO_3$ jest zawsze obecny. Łącznie z poziomem próchnicznym gleba ma co najmniej 50 cm miąższości.

Jeżeli gleby te występują pod lasem, to typowy jest dla nich las liściasty, z próchnicą typu mull kalcimorficzny lub las mieszany, z próchnicą mull-moder, w terenach górskich – las górski *Fagetum carpaticum.*

Na pagórkach morenowych i niektórych kemach o mniejszym nachyleniu stoków mogą to być użytki orne o potencjalnej przydatności rolniczej bardzo różnej, uzależnionej od uziarnienia.

Pararędziny właściwe występują najczęściej na pagórkach morenowych i niektórych kemach zlodowacenia bałtyckiego oraz na fliszu karpackim, na stokach nie narażonych na silną erozję. Budowę profilu pararędzin właściwych zapisuje się symbolami: *ACca-Cca.*

Przez analogię do rędzin, na skałach zwięźlejszych (marglach, iło-łupkach, ilastych osadach morenowych) w terenie płaskim lub w obniżeniach sprzyjających wytworzeniu się głębszego poziomu próchnicznego można wyróżnić pararędziny czarnoziemne w przypadku gdy poziom próchniczny ma grubość większą niż 25 cm. Jednak wyróżnienie pararędzin czarnoziemnych, aczkolwiek teoretycznie uzasadnione, stworzyłoby trudności przy ich terenowym rozróżnianiu od czarnych ziem i gleb deluwialnych.

Dlatego też gleby mające poziom próchniczny głębszy niż 25 cm, wytworzone ze skał zasobnych w węglany, należy zaliczyć do czarnych ziem właściwych lub do gleb deluwialnych.

c. Pararędziny brunatne

Pararędziny brunatne mają poziom próchniczny *A* typu mollic o grubości 10–20 cm pod lasami i nie większej niż 25 cm w glebach użytkowanych rolniczo. W poziomie *Ap* występują śladowe ilości węglanów, głównie w postaci okruchów. Części ziemiste mogą nie zawierać węglanu wapnia, wykazywać niedużą kwasowość hydrolityczną i pH od 6,0 do 7,2. Stopień wysycenia kationami zasadowymi wynosi 80% lub więcej. Pozostałe właściwości poziomu *A* są takie jak w rędzinach brunatnych.

Pod poziomem próchnicznym widać początki procesu brunatnienia, wyrażające się barwą szarobrunatną lub żółtobrunatną w stanie świeżym, wzbogaceniem w tlenki żelaza i ił.

Ogólna zawartość węglanów w tym poziomie jest nie większa niż 5%. Poziom ten z reguły jest nieciągły. Proces brunatnienia zachodzi gniazdowo. Przejście do skały macierzystej stopniowe. Skała macierzysta, z reguły o luźniejszym uziarnieniu i pozostałych cechach takich, jak w poprzednich podtypach.

Jeśli są to gleby pod lasami, to typowym zbiorowiskiem jest las liściasty, z próchnicą typu mull, lub las mieszany, z próchnicą typu mull-moder. W gruntach ornych przydatność rolnicza jest zróżnicowana i uzależniona od uziarnienia. Budowę profilu pararędziny brunatnej zapisuje się symbolami: *A-BbrCca-Cca.*

Pararędziny brunatne stanowią stadium ewolucyjne od pararędzin właściwych do gleb brunatnych właściwych. Ewolucja ta jest powolna ze względu na występowanie węglanów w formie okruchów skał i położenia w terenie urzeźbionym, sprzyjającym erozji i odmładzaniu profilu gleby.

II. GLEBY AUTOGENICZNE

IIA. GLEBY CZARNOZIEMNE

Czarnoziemy w Polsce są glebami reliktowymi wytworzonymi z lessów, w których głębokość poziomu próchnicznego, wykształconego przez naturalny proces glebotwórczy, wynosi nie mniej niż 40 cm. W profilu, a szczególnie w poziomie *A*, nie obserwuje się istotnego wpływu stosunków wodnych na ewolucję gleby.

Istota procesu glebotwórczego w czarnoziemach polega na dominacji intensywnych procesów biologicznych nad wietrzeniem fazy mineralnej oraz przemieszczaniem produktów wietrzenia. Efektem tego jest znaczny dopływ materii organicznej do substratu glebowego. Warunki humifikacji sprzyjają intensywnym przemianom materii organicznej w związki próchniczne, o przewadze kwasów huminowych nad kwasami fulwowymi. Tworzą się połączenia organiczno-mineralne z minerałami ilastymi. Znaczny udział fauny glebowej w procesach glebotwórczych jest jednym z czynników ukształtowania się glebowych poziomów próchnicznych.

Czarnoziemy są glebami zasobnymi w związki próchniczne, głównie ze względu na miąższość poziomu próchnicznego. Zawartość próchnicy oscyluje najczęściej około 3%, choć na wielu obszarach spada do około 2%. Jest to próchnica o przewadze lub równowadze kwasów huminowych w stosunku do fulwowych, znacznym udziale humin i ulmin. We frakcji rozpuszczalnej w zasadach z reguły przeważają kwasy huminowe związane z minerałami ilastymi. Jedynie w wierzchnich warstwach poziomu *A* czarnoziemów z oznakami degradacji (zbrunatniałe, wyługowane) stosunek kwasów huminowych do fulwowych może być mniejszy od 1,0.

Wysycenie zasadami jest duże, w czarnoziemach nie zdegradowanych ponad 65%. W czarnoziemach zdegradowanych może się ono różnicować w profilu; w poziomach wierzchnich wynosi 50–65%, bardzo rzadko mniej niż 50%.

W rzędzie gleb czarnoziemnych wyróżnia się jeden typ: czarnoziemy.

IIA1. Czarnoziemy

Aktualnie nie ma w Polsce warunków do rozwoju czarnoziemów, a zasięgi ich ulegają zmniejszeniu wskutek erozji i degradacji. Dotyczy to szczególnie czarnoziemów jednostronnie użytkowanych jako użytki orne.

W Polsce skałą macierzystą czarnoziemów jest less, analogicznie do gleb próchnicznych obszaru Niemiec. Stanowią one enklawy w obrębie płatów lessowych. W ich otoczeniu występują gleby brunatnoziemne, charakterystyczne dla aktualnych warunków bioekologicznych Polski.

Typ czarnoziemów dzieli się na dwa podtypy: a) czarnoziemy niezdegradowane, b) czarnoziemy zdegradowane.

a. Czarnoziemy niezdegradowane

Czarnoziemy tego podtypu powstają z lessów nieodwapnionych lub pozbawionych $CaCO_3$, jednak nie głębiej jak do 60–80 cm od współczesnej powierzchni. Wówczas wysycenie zasadami w poziomie powierzchniowym jest nie mniejsze niż 65%.

Budowa profilu glebowego przedstawia się następująco: *A-AC-Cca* lub *A-AC-C-Cca*.

W czarnoziemach poziom próchniczny jest typowym poziomem mollic. Czasami charakteryzuje go większa zawartość fosforu w stosunku do podpoziomu zalegającego niżej, co niekiedy pozwala wyróżnić podpoziom anthropic. W niektórych czarnoziemach podpoziom górny, ze względu na zmniejszone wysycenie zasadami, może być podobny do poziomu powierzchniowego umbric.

W poziomie *AC* (rzadziej) lub w poziomie *C* (częściej) tuż pod poziomami stropowymi lub nieco głębiej występuje poziom wapniowy calcic.

Czarnoziemy reliktowe niezdegradowane występują najczęściej w czarnoziemnych padołowych płatach południowo-wschodniego obszaru kraju lub na niskich tarasach.

b. Czarnoziemy zdegradowane

Czarnoziemy tego podtypu mają budowę profilu: *A-ABbr-Bbr-C*. Ich poziom próchniczny jest najczęściej płytszy niż w czarnoziemach niezdegradowanych i zachowuje ogólny charakter poziomu mollic, szczególnie w części, do której nie sięgają narzędzia rolnicze. Dwudzielność poziomu próchnicznego jest wyraźnie zaznaczona. Podpoziom wierzchni może wykazywać cechy poziomu anthropic. Cechą wyróżniającą jest wyższa niż w podpoziomie głębszym zawartość fosforu. Skład materii organicznej pogarsza się na skutek większego udziału kwasów fulwowych, co powoduje jaśniejsze zabarwienie tego podpoziomu. Częste jest pojawianie się w nim, szczególnie w położeniach suchszych, symptomów poziomu ochric. Wysycenie kationami jest z reguły nieco niższe niż w czarnoziemach niezdegradowanych (65–50%).

Charakterystycznym poziomem podpowierzchniowym jest poziom cambic, czasami z nakładającymi się cechami poziomu argillic, niekiedy agric.

Poziom calcic występuje w skale macierzystej oddzielonej od poziomów powierzchniowych warstwą lessu już odwapnionego. W podtypie tym mieszczą się czarnoziemy zdegradowane głównie w wyniku procesów brunatnienia i wy-

ługowania. W niektórych czarnoziemach zdegradowanych, silniej wyługowanych ($V < 50\%$) pojawiają się symptomy poziomu eluwialnego, powodujące rozjaśnienie barwy.

Czarnoziemy zdegradowane występują najczęściej na eksponowanych fragmentach obszarów lessowych, chociaż spotkać je można dziś w rozmaitych położeniach geomorfologicznych.

IIB. GLEBY BRUNATNOZIEMNE

Gleby brunatnoziemne występują w klimacie umiarkowanym oceanicznym (atlantyckim) lub w umiarkowanym kontynentalnym, głównie pod lasami liściastymi i mieszanymi. Powstały one z utworów różnego pochodzenia geologicznego i uziarnienia, zasobnych w zasady. Charakteryzują się intensywnym wietrzeniem fizycznym i biochemicznym. Przemiany chemiczne polegają na rozpuszczaniu i wymywaniu węglanów, hydrolizie minerałów pierwotnych i tworzeniu się minerałów ilastych, uwalnianiu półtoratlenków, redukcji, segregacji i usuwaniu wolnych tlenków żelaza wraz z produktami biologicznych przemian materii organicznej. W wyniku tych procesów tworzą się trwałe połączenia substancji próchnicznej z częściami mineralnymi, a m.in. kompleksowe związki żelazisto-próchniczno-ilaste o barwach brunatnych. Związki te tworzą na ziarnach mineralnych różnych średnic brunatne otoczki.

Gleby te charakteryzują się typowo rozwiniętym poziomem cambic w glebach brunatnych oraz poziomem argillic w glebach płowych. Ponadto mogą mieć one wierzchni poziom ochric lub w pewnych przypadkach poziom mollic. W razie nadmiernej wilgotności może w tych glebach występować oglejenie w dolnej części profilu.

Gleby brunatnoziemne z próchnicą typu mull bądź mull-moder są najczęściej biologicznie czynne. Odczyn tych gleb oraz stopień ich wysycenia zasadami waha się w szerokich granicach. Na obszarze Polski gleby te powstały z glin morenowych, utworów pyłowych, piasków gliniastych całkowitych, a również z piaskowców, granitów i gnejsów.

W rzędzie gleb brunatnoziemnych wyróżnia się trzy typy: 1) gleby brunatne właściwe, 2) gleby brunatne kwaśne, 3) gleby płowe (lessivés).

IIB1. Gleby brunatne właściwe

Gleby brunatne właściwe powstają z różnych utworów macierzystych bogatych w zasady. Charakteryzują się one wymyciem węglanów do głębokości na ogół nie większej niż 60–80 cm oraz brakiem przemieszczania lub słabym przemieszczaniem frakcji ilastej, wolnego żelaza i glinu. Są to gleby eutroficzne i mezotroficzne.

Cechą gleb brunatnych eutroficznych jest odczyn słabo kwaśny do obojętnego i wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi powyżej 60% na głębokości od 25 do 75 cm, a gleb brunatnych mezotroficznych – odczyn kwaśny do słabo kwaśnego i wysycenie zasadami od 30 do 60%.

Zasadnicza budowa profilu gleb brunatnych właściwych jest następująca w naturalnych siedliskach gleb leśnych: *O-A-Bbr-Cca*, w glebach uprawnych: *Ap-Bbr-Cca*.

Poziom próchniczny ma przeważnie cechy poziomu ochric, rzadziej mollic, a w glebach leśnych — ochric lub umbric o miąższości od 15 do 30 cm. Charakterystycznym typem próchnicy tych gleb jest mull, rzadziej mull-moder. Stosunek C:N wynosi poniżej 15 w poziomie *O*. Poziomem diagnostycznym tych gleb jest poziom cambic. Gleby te tworzą się z materiałów macierzystych o uziarnieniu piasków gliniastych i drobniejszym, zasobnych w węglan wapnia.

W typie gleb brunatnych właściwych wydzielono następujące podtypy: a) gleby brunatne typowe, b) gleby szarobrunatne, c) gleby brunatne oglejone, d) gleby brunatne wyługowane.

a. Gleby brunatne typowe

Jednostka ta stanowi główny podtyp gleb brunatnych. Ich profil wyróżniają następujące cechy: do głębokości 70 cm mają one uziarnienie piasków gliniastych, glin, utworów pyłowych, iłów; zawierają węglany w profilu do głębokości 1 m; wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym jest większe od 60% na głębokości od 25 do 75 cm; gleby te nie mają poziomu argillic, ale mogą wykazywać słabe ślady przemieszczenia frakcji ilastej; do głębokości 1 m nie występują plamy oglejenia; nie zawierają w całym profilu odłamków skał wapiennych; nie mają w podłożu litej skały do głębokości 50 cm; typowym poziomem próchnicznym tych gleb jest poziom ochric; nie wykazują wyraźnych cech przemieszczenia wolnego żelaza i glinu. Budowa ich profilu jest następująca: *O-A-* lub *Ap-Bbr-Cca*.

Wyróżniona jednostka tworzy siedlisko lasów świeżych, niekiedy lasów wilgotnych (gleby brunatne typowe gliniasto-ilaste i ilaste). Na terenach nizinno-wyżynnych gleby te tworzą siedliska żyźniejszych podzespołów grądowych, np. grądów niskich (*Galio-Carpinetum stachyetosum*, *Tilio-Carpinetum stachyetosum*), w górach — żyzne siedliska lasu górskiego, tj. żyźniejszych podzespołów lasu bukowo-jodłowego z żywcem gruczołowatym (*Fagetum carpaticum* = *Dentario glandulosae-Fagetum*), a niekiedy z czosnkiem niedźwiedzim (*Fagetum carpaticum allietosum*).

b. Gleby szarobrunatne

Gleby szarobrunatne mają podstawowe cechy charakterystyczne dla gleb brunatnych, ale różnią się od nich dobrze wykształconym poziomem próchnicznym o miąższości 20—30 cm. Ten ostatni ma cechy poziomu mollic. Gleby te posiadają następującą budowę profilu: *O-A-ABbr-Bbr-Cca*, a w glebach uprawnych *Ap-ABbr-Bbr-Cca*.

Na niżu tworzą one siedliska wilgotne, tj. siedliska żyźniejszych podzespołów grądowych (*Galio-Carpinetum corydaletosum*, *Tilio-Carpinetum cory-*

daletosum), niekiedy żyzne siedlisko łęgu wiązowego (*Fraxino-Ulmetum*); w terenach górskich — najbogatsze siedlisko lasu górskiego z podzespołami żyźniejszych lasów bukowo-jodłowych (*Fagetum carpaticum lunarietosum*, *Fagetum carpaticum allietosum*) oraz spotykanego na mniejszą skalę na złomach skalnych lasu jaworowego z języcznikiem zwyczajnym (*Phyllitido-Aceretum*).

c. Gleby brunatne oglejone

Gleby brunatne oglejone mają główne cechy charakterystyczne dla gleb brunatnych, a różnią się od nich tym, że występują w warunkach nadmiernej wilgotności oraz wykazują oglejenie w dolnej części profilu nie głębiej niż 100 cm. Gleby te mają następujący profil: *O-A-Bbrg-Gca*, a jeśli są uprawiane: *Ap-Bbrg-Ccag*.

Na terenach nizinnych omawiane gleby tworzą siedlisko lasów wilgotnych, np. siedlisko wilgotniejszych podzespołów grądowych (*Galio-Carpinetum*, *Tilio-Carpinetum*) z barwinkiem pospolitym (*Vinca minor*) czy z świerząbkiem gajowym (*Chaerophyllum temulum*). W terenach górskich gleby te tworzą siedlisko lasu bukowo-jodłowego (*Fagetum carpaticum* = *Dentario glandulosea-Fagetum*) z większym udziałem jaworu (*Acer pseudoplatanus*) i jesionu (*Fraxinus excelsior*).

d. Gleby brunatne wyługowane

Gleby brunatne wyługowane mają główne cechy charakterystyczne dla gleb brunatnych typowych. Różnią się natomiast od nich brakiem $CaCO_3$ w profilu do głębokości 1 m, wysyceniem kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym w granicach od 30 do 60% w warstwie od 25 do 75 cm, a także słabym przemieszczeniem wolnego żelaza i glinu, a niekiedy frakcji ilastej. Mają one następującą budowę profilu: *O-A-Bbr(t,fe)Bbr-C-Cca*, a jeśli są uprawiane: *Ap-Bbr(t,fe)-Bbr-C-Cca*.

Na niżu gleby te tworzą mezotroficzne siedliska lasów liściastych i mieszanych, głównie grądów niskich, a w górach — siedliska mezotroficznych buczyn karpackich (*Fagetum carpaticum typicum*) i sudeckich (*Dentario enneaphyllidis-Fagetum*).

IIB2. Gleby brunatne kwaśne

Gleby brunatne kwaśne powstały ze skał kwaśnych ubogich w zasady (zwietrzelina granitów, granito-gnejsów, gruboziarnistych piaskowców oraz niewęglanowych iłów). Morfologicznie są one podobne do gleb brunatnych właściwych. Nie zawierają węglanów w całym profilu łącznie z poziomem *C*, a odczyn ich waha się od silnie kwaśnego do kwaśnego. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym mają poniżej 30% na głębokości 25—75 cm.

Zasadnicza budowa profilu gleb brunatnych kwaśnych jest następująca: w glebach leśnych *O-A-Bbr-C*, a w glebach uprawnych *Ap-Bbr-C*.

Diagnostycznym poziomem powierzchniowym tych gleb jest poziom ochric, a w glebach leśnych – ochric lub umbric. Występuje w nich próchnica typu mull-moder, moder oraz sporadycznie moder-mor. Stosunek C:N w poziomie *O* wynosi od 15 do 20.

Diagnostycznym poziomem podpowierzchniowym jest poziom cambic bardzo silnie zakwaszony. Gleby te zawierają duże ilości wolnego żelaza i wolnego glinu.

W glebach brunatnych kwaśnych wyróżnia się 3 podtypy: a) gleby brunatne kwaśne typowe, b) gleby brunatne kwaśne bielicowane, c) gleby brunatne kwaśne oglejone.

a. Gleby brunatne kwaśne typowe

Gleby brunatne kwaśne typowe stanowią główny podtyp gleb brunatnych kwaśnych, z cechami wymienionymi w definicji typu tej gleby. Charakteryzują się one następującymi cechami: nie zawierają $CaCO_3$ w całym profilu łącznie z poziomem *C*; stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym wynosi poniżej 30% w poziomach na głębokości 25–75 cm; nie mają litej skały do głębokości 50 cm; nie mają poziomu argillic ani śladów przemywania frakcji ilastej w całym profilu; nie wykazują oglejenia w całym profilu do głębokości 1 m lub do skały litej, gdy znajduje się ona płycej niż 1 m; nie wykazują wyraźnych cech przemieszczania się wolnego żelaza i wolnego glinu.

Typowa budowa profilowa tych gleb jest następująca: *O-A* lub *Ap-Bbr-C*.

Wyróżniona jednostka tworzy siedliska uboższego lasu mieszanego świeżego. W terenach nizinno-wyżynnych gleby te są zasiedlane zwykle przez zbiorowiska grądów wysokich (*Tilio-Carpinetum typicum*, *Galio-Carpinetum holceetosum mollis*, *Tilio-Carpinetum holceetosum mollis*, *Tilio-Carpinetum caricetosum pilosae*). W górach tworzą one siedliska uboższych postaci buczyny karpackiej (*Fagetum carpaticum festucetosum silvaticae*, *Fagetum carpaticum festucetosum drymejae*), kwaśnych buczyn (*Luzulo-Fagetum*) lub przejściowych zbiorowisk lasowo-borowych (*Fagetum carpaticum/Piceetum tatricum*).

b. Gleby brunatne kwaśne bielicowane

Gleby brunatne kwaśne bielicowane mają główne cechy charakterystyczne dla gleb brunatnych kwaśnych typowych, ale różnią się od nich następująco: stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym mają niższy niż 20%; mogą mieć zaczątkowy poziom argillic, ale mają zawsze zaczątkowy poziom spodic oraz ślady poziomu albic (eluwiacja). Wymienione poziomy rozwijają się w górnej części poziomu cambic; poziomem powierzchniowym jest ochric o niewielkiej miąższości; występuje w nich wyraźne przemieszczanie wolnego żelaza i glinu oraz frakcji ilastej z rozpuszczalnymi frakcjami próchnicy.

Ich typowa budowa profilowa jest następująca: *O-A-AE-Bfe*, *h*, *t-Bbr-C*.

Gleby brunatne bielicowane tworzą siedliska mezofilno-acidofilnych zbiorowisk roślinnych. Na niżu tworzą one siedlisko uboższego (acidofilnego) wariantu

lasów mieszanych (*Fago-Quercetum*, *Calamagrostio-Quercetum*, *Trientali-Fagetum*) m.in. uboższych wariantów grądów wysokich (*Tilio-Carpinetum holceetosum mollis*, *Galio-Carpinetum holceetosum mollis*, *Tilio-Carpinetum caricetosum pilosae*, *Tilio-Carpinetum typicum*), a niekiedy i boru jodłowego (*Abietetum polonicum typicum*) oraz niektórych podzespołów boru mieszanego (*Pino-Quercetum fagetosum*, *Pino-Quercetum abietetosum*). W górach tworzą one siedlisko kwaśnej buczyny (*Luzulo-Fagetum*), zwłaszcza podzespołu z borówką (*Luzulo-Fagetum myrtilletosum*), ubogich podzespołów buczyny karpackiej (*Fagetum carpaticum festucetosum drymejae*).

c. Gleby brunatne kwaśne oglejone

Gleby brunatne kwaśne oglejone mają główne cechy charakterystyczne dla gleb brunatnych kwaśnych typowych, natomiast różnią się od nich nadmierną wilgotnością i cechami oglejenia w profilu powyżej 1 m lub w dolnych partiach profilu, jeżeli skała lita występuje płycej niż 1 m.

Gleby te tworzą żyźniejsze siedliska: na niżu — grądów niskich (*Tilio-Carpinetum stachyetosum*, *Galio-Carpinetum stachyetosum*), w górach — siedlisko żyźniejszych lasów bukowo-jodłowych (*Dentario glandulosae-Fagetum*) z większym udziałem jaworu i jesionu.

IIB3. Gleby płowe (lessivés)

Gleby płowe (lessivés) wytworzyły się na obszarze Polski w klimacie umiarkowanie wilgotnym. Ich cechą charakterystyczną jest wymycie węglanów, a następnie pionowe przemieszczenie minerałów ilastych (zwłaszcza frakcji najdrobniejszej $< 0{,}2$ μm) oraz częściowo wodorotlenków żelaza i glinu, jak również niektórych form zdyspergowanych związków próchnicznych. W efekcie tych procesów powierzchniowe poziomy (*A*, *E*) ulegają zubożeniu we frakcje ilaste. Frakcje te osadzają się w poziomach głębszych, tworząc poziom wmycia (*Bt*). W ten sposób powstaje gleba o budowie: *O-A-Eet-Bt-C*, niekiedy *Cca*.

W glebach uprawnych bardzo często poziom *A* jest zmieszany przez orkę z poziomem *E* i wówczas gleba może mieć budowę: *Ap-Bt-C*.

Również często — na skutek erozji powierzchniowej i antropogenicznej — na wypukłych elementach reliefu poziomy powierzchniowe ulegają denudacji, a wówczas odsłonięty poziom *Bt* stanowi poziom powierzchniowy *ApBt*.

Gleby płowe charakteryzują się następującymi poziomami diagnostycznymi i towarzyszącymi: luvic-*E*, argillic-*Bt* oraz powierzchniowym poziomem ochric. Gleby te powstają z utworów pyłowych różnej genezy (lessów i pyłów pochodzenia wodnego), glin zwałowych, rzadziej iłów oraz piasków gliniastych. Niekiedy mogą się tworzyć z piasków słabogliniastych. Są one w znacznym stopniu wyługowane ze związków zasadowych, a przede wszystkim z węglanów i dlatego mają odczyn najczęściej kwaśny, a tylko niekiedy zbliżony do obojętnego. Charakteryzują się one na ogół mniejszą kwasowością wymienną niż gleby brunatne kwaśne i mniejszym udziałem glinu wymiennego.

Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym jest zróżnicowany i w poziomach *A* i *E* waha się w granicach od 20 do 60% w zależności od uziarnienia, natomiast w poziomie *B* od 50 do 80%. W glebach leśnych występuje próchnica typu mull, mull-moder lub moder, niekiedy na przejściu do typu mor. Akumulacja próchnicy w tych glebach jest słaba ze względu na szybko przebiegający proces mineralizacji.

W typie gleb płowych wyróżnia się następujące podtypy: a) gleby płowe typowe, b) gleby płowe zbrunatniałe, c) gleby płowe bielicowane, d) gleby płowe opadowo-glejowe, e) gleby płowe gruntowo-glejowe, f) gleby płowe z poziomem agric, g) gleby płowe zaciekowe (glossic).

a. Gleby płowe typowe

Gleby płowe typowe są podtypem wiodącym w typie gleb płowych. Mają one ogólne cechy charakterystyczne dla tego typu, a ponadto: uziarnienie utworów pyłowych eolicznych lub pyłów innej genezy, glin różnego pochodzenia, iłów i piasków gliniastych; są to gleby głębokie wytworzone z utworów jednorodnych lub niejednorodnych, lecz nie o kontrastowym uziarnieniu w profilu; tworzą się one w dobrych warunkach powietrznych; są to gleby wyługowane z węglanu wapnia do znacznych głębokości, chociaż niekiedy ślady węglanów mogą występować w dolnej części poziomu *Bt*; w glebach naturalnych pod zbiorowiskami leśnymi mają one poziom ochric o miąższości 10—20 cm, zalegający na płowym poziomie luvic, który stopniowo przechodzi w poziom argillic ze stropową częścią na głębokości 35—50 cm; w przypadku gleb uprawnych na skutek orki poziom *E* może ulec zniszczeniu i wówczas poziom *Ap* zalega bezpośrednio na poziomie *Bt*; gleby te mają próchnicę typu mull lub mull-moder; stopień wysycenia kationami o charakterze zasadowym wynosi w poziomach mineralnych od 40 do 60%, a w poziomie *Bt* powyżej 70%; nie wykazują one oglejenia w całym profilu; przemieszczanie wolnego żelaza jest słabe; nie ma również przemieszczania wolnych kwasów fulwowych. Ich profil ma następującą budowę: *O-A-Eet-Bt-C* lub *Cca*, a w glebach uprawnych *Ap-Eet-Bt-C* albo *Cca*.

b. Gleby płowe zbrunatniałe

Gleby płowe zbrunatniałe różnią się od gleb płowych typowych następującymi cechami; poziom płowy luvic w tych glebach jest silnie rozwinięty i ma znaczną miąższość (60—70 cm); w stropie poziomu luvic (*E*) zaznacza się intensywne wietrzenie, wyrażające się morfologicznie brunatnym zabarwieniem wtórnie kształtowanego poziomu cambic. Profil tej gleby ma następującą budowę: *O-A-Bbr-Eet-Bt-C*, a w glebach uprawnych *Ap-Bbr-Eet-Bt-C*.

c. Gleby płowe bielicowane

Gleby płowe bielicowane różnią się od gleb płowych typowych następująco: charakteryzują się próchnicą typu moder-mor, a niekiedy mor, wykształconą pod drzewostanami iglastymi, niekiedy sztucznie wprowadzonymi; poziom luvic ma cechy zbliżone do poziomu wymycia gleb bielicoziemnych na skutek rozwoju procesu bielicowania; granica między poziomami luvic i argillic jest poprzerywana zaciekami; gleby te mają poziom wymycia (luvic) większej miąższości niż gleby płowe typowe; poziom wmycia argillic ma w stropie obok powłoczek ilastych również powłoczki humusowo-żelaziste lub żelaziste, częściowo cementujące agregaty; stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym wynosi od 20 do 40% w poziomach powierzchniowych oraz od 40 do 70% w poziomach wmycia i głębszych. Gleby mają następującą budowę profilu: *O-A-Eet, ef-Bt, fe-Bt-C*, a w glebach uprawnych *Ap-Eetef-Bt, fe-Bt-C*.

d. Gleby płowe opadowo-glejowe

Gleby płowe opadowo-glejowe różnią się od gleb płowych typowych: kontrastowym uziarnieniem pomiędzy poziomem eluwialnym a iluwialnym, warunkującym okresowe stagnowanie wody na poziomie argillic (woda zawieszona); oglejeniem spągu poziomu eluwialnego oraz plamami i językami oglejenia w poziomie iluwialnym, a w okresach suchych cechami świadczącymi o okresowym oglejeniu (pieprzowe konkrecje, warstewki żelaziste itp.). Budowa profilu jest następująca: *O-A-Eet, g-Btg-Cg*, a w glebach uprawnych: *Ap-Eet,g-Btg-Cg*.

W skale macierzystej nie zawsze występuje oglejenie odgórne.

e. Gleby płowe gruntowo-glejowe

Gleby płowe gruntowo-glejowe różnią się od gleb płowych typowych następującymi cechami: występują w warunkach nadmiernej naturalnej wilgotności; wykazują oglejenie ciągłe na głębokości powyżej 1 m lub — w przypadku obniżenia się zwierciadła wód gruntowych — cechy świadczące o oglejeniu; mają zwykle poziom ochric o większej zawartości próchnicy niż gleby płowe typowe, a niekiedy mogą mieć poziom mollic lub w środowisku zubożałym w zasady — umbric. Ich profil ma następującą budowę: *O-A-Eet-Btgg--Cgg*, a w glebach uprawnych: *Ap-Eet-Btgg-Cgg*. Nie zawsze oglejenie występuje w poziomie *Bt*.

f. Gleby płowe z poziomem agric

Gleby płowe z poziomem agric są podobne do gleb płowych typowych, jednak różnią się od nich następującymi cechami: mają dobrze rozwinięty poziom agric leżący pod poziomem uprawnym, charakteryzujący się wymyciem

do poziomu eluwialnego materiałów próchnicznych oraz głównie frakcji pyłowej; materiał iluwialny stanowi więcej niż 5% objętości poziomu eluwialnego; często w glebach tych nad poziomem agric występuje powierzchniowy poziom anthropic lub inny do niego zbliżony; powstają z gleb płowych wskutek długotrwałego (ponad 500 lat) intensywnego użytkowania rolniczego; występują w dobrych warunkach wodno-powietrznych. Profil tych gleb ma następującą budowę: *Ap-E/agric/-Eet-Bt-C*.

g. Gleby płowe zaciekowe (glossic)

Gleby te są podobne do gleb płowych typowych, jednak różnią się od nich następująco: mają poziom iluwialny poprzerywany, zwłaszcza w części stropowej; w całym poziomie *Bt* spotyka się materiał poziomu eluwialnego w postaci nieregularnych języków, plam, zacieków; nie spotyka się w nich ciągłych warstw ani poziomów zbitych utwardzonych; gleby te wytworzyły się głównie na obszarze starszych zlodowaceń. Mają one następującą budowę: *O-A-Eet-E/B-Bt-C*, a w glebach uprawnych: *Ap-Eet-E/B-Bt-C*.

Wyróżnione podtypy gleb płowych reprezentują dwa ogniwa troficzne: a) mezotroficzne (płowe: typowe, zbrunatniałe i częściowo opadowo-glejowe, oraz gruntowo-glejowe), b) oligotroficzne (płowe bielicowane) oraz dwa ogniwa wilgotnościowe: a) siedlisk świeżych (płowe: typowe, zbrunatniałe, bielicowane, częściowo opadowo-glejowe), b) siedlisk wilgotnych (płowe: gruntowo-glejowe, częściowo opadowo-glejowe).

Gleby płowe mezotroficzne tworzą siedliska lasów mieszanych świeżych i lasów liściastych świeżych, tj. średnio żyznych zbiorowisk grądowych (*Tilio-Carpinetum*, *Galio-Carpinetum*), buczyny pomorskiej (*Melico-Fagetum*) itp. zbiorowisk roślinnych, a gleby płowe o większej wilgotności (płowe opadowo-glejowe, płowe gruntowo-glejowe) — siedliska lasów wilgotnych mieszanych i liściastych, m.in. grądów niskich (*Tilio-Carpinetum stachyetosum*, *Galio-Carpinetum stachyetosum*). Na glebach płowych bielicowanych tworzą się z kolei siedliska uboższej odmiany lasów mieszanych (*Tilio-Carpinetum typicum*), kwaśnej buczyny pomorskiej (*Trientali-Fagetum*), acidofilnego lasu bukowo-dębowego (*Fago-Quercetum petraeae*), boru jodłowego (*Abietetum polonicum typicum*) oraz żyźniejszych odmian boru mieszanego (*Pino-Quercetum abietetosum*, *Pino-Quercetum fagetosum*).

IIC. GLEBY BIELICOZIEMNE

Skałami macierzystymi gleb bielicoziemnych są najczęściej przepuszczalne i ubogie w składniki pokarmowe utwory piaszczyste oraz zwietrzeliny granitów, gnejsów i bezwęglanowych piaskowców. Głównym minerałem w tych skałach jest zawsze kwarc, a udział skaleni i innych krzemianów nie przekracza zwykle 20%. Szczególnie mała jest zawartość minerałów ilastych, co jest jedną z cech odróżniających gleby bielicoziemne od brunatnoziemnych.

Gleby bielicoziemne charakteryzują się silnym zakwaszeniem, niską pojemnością sorpcyjną i bardzo małą zdolnością buforową. Wiąże się z tym duża podatność na chemiczną degradację oraz na zakłócenia równowagi biologicznej.

Naturalną roślinnością porastającą i współtworzącą gleby bielicoziemne są bory, bory mieszane lub lasy mieszane. Tylko niewielka część tych gleb (około 1/5 ogólnej powierzchni) znajduje się w użytkowaniu rolniczym.

W rzędzie gleb bielicoziemnych wyróżnia się następujące typy: 1) gleby rdzawe, 2) gleby bielicowe, 3) bielice.

IIC1. Gleby rdzawe

Profil gleb rdzawych ma następującą budowę: *O-ABv-Bv-C*. Istnieją również gleby rdzawe, w których dodatkowo — jako drugorzędne — mogą występować cechy procesu bielicowania lub brunatnienia. Ich morfologia i właściwości będą szczegółowiej omówione przy opisach podtypów.

W glebach rdzawych leśnych miąższość poziomu organicznego wynosi zwykle kilka centymetrów. Najczęstszym typem próchnicy w tych glebach jest moder, niekiedy z przejściami do próchnicy mor.

Poziom *ABv*, o miąższości nie przekraczającej na ogół 20 cm, jest rdzawoszary, ma strukturę rozdzielnoziarnistą lub słabo zaznaczoną i nietrwałą strukturę agregatową. Przechodzi zazwyczaj dość łagodnie w rdzawy poziom *Bv*. W glebach uprawnych zaznacza się wyraźna granica pomiędzy poziomem płużnym a poziomem *Bv*. Ostra granica jest także charakterystyczna dla gleb leśnych porolnych. Poziom *Bv* odpowiada kryteriom diagnostycznego poziomu rdzawego (sideric).

Skałami macierzystymi gleb rdzawych mogą być piaski zwałowe, piaski sandrowe bliskiego transportu oraz inne utwory piaszczyste słabo przesortowane i mało przemyte. Częste są też znaczne domieszki frakcji szkieletowych i stosunkowo duży udział glinokrzemianów stanowiących istotną rezerwę składników odżywczych. Minerały wykazują dość silny stopień zwietrzenia (częste są ślady wietrzenia w warunkach peryglacjalnych).

Odczyn gleb rdzawych jest kwaśny; pH_{H_2O} w górnej części profilu mieści się najczęściej w granicach 3,5 — 5,0. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (*V*) nie przekracza zazwyczaj 30%; stosunek C:N w poziomie *ABv* mieści się przeważnie w przedziale 15 — 20 : 1.

Gleby rdzawe tworzą się w wyniku procesu rdzawienia. Wyróżniającą cechą tego procesu jest powstawanie w utworach piaskowych nieruchliwych kompleksów próchnicy z półtoratlenkami. Kompleksy te, wraz z pewną ilością wolnych tlenków Fe i Al nie związanych z próchnicą, tworzą rdzawe otoczki na ziarnach mineralnych. Nieruchliwość półtoratlenków, charakterystyczna dla typowych gleb rdzawych, wiąże się ze stosunkowo

znacznym nagromadzeniem niekrzemianowych form R_2O_3 (w wyniku wietrzenia krzemianów) i małą produkcją rozpuszczalnych frakcji kwasów próchnicznych (głównie fulwowych). Stosunek molowy węgla organicznego do sumy glinu i żelaza oznaczonych w wyciągu pirofosforanowym, w poziomach *ABv* i *Bv* nie przekracza wartości 25:

$$\frac{C_{org.}}{Al+Fe} \leqslant 25$$

W genezie gleb rdzawych, w odróżnieniu od gleb brunatnych, kompleksy próchniczno-ilaste nie odgrywają większej roli ze względu na bardzo małą zawartość frakcji ilastej.

Gleby rdzawe w większości porośnięte są roślinnością leśną — borów mieszanych lub lasów mieszanych, niekiedy tzw. świetlistych dąbrów. Około 1/3 ich powierzchni znajduje się w uprawie rolnej, jednakże z powodu małej zdolności retencji wody i niewielkich zasobów składników odżywczych gleby rdzawe nie należą do urodzajnych.

Typ gleb rdzawych dzieli się na trzy podtypy: a) gleby rdzawe właściwe, b) gleby brunatno-rdzawe, c) gleby bielicowo-rdzawe.

a. Gleby rdzawe właściwe

Układ poziomów genetycznych w profilu gleby rdzawej właściwej jest następujący: *O-ABv-Bv-C*, a w glebach uprawnych: *ApBv-Bv-C*. W leśnych glebach rdzawych właściwych występuje najczęściej próchnica typu moder lub moder-mor. Miąższość poziomu organicznego wynosi kilka centymetrów. Pod poziomem *O* w glebach leśnych występuje rdzawoszary poziom *ABv*, który łagodnie przechodzi w poziom *Bv*. W glebach uprawnych na skutek orki granica pomiędzy tymi poziomami jest ostra. Poziomem diagnostycznym dla gleb rdzawych właściwych jest poziom rdzawy (sideric) — *Bv*.

Gleby rdzawe właściwe mają odczyn kwaśny; pH_{H_2O} w górnych poziomach profilu wynosi najczęściej 3,5 — 5,0. Nasycenie kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym jest niewielkie ($V < 30\%$). Stosunek C : N w poziomie *ABv* waha się w przedziale od 15 do 20 : 1. Wskaźnik przemieszczenia (*Wi*)* wykazuje wartości ujemne.

Naturalną roślinnością omawianych gleb są acidofilne zbiorowiska boru mieszanego (*Pino-Quercetum*), niekiedy acidofilno-mezofilne zbiorowiska lasu mieszanego, np., uboższe podzespoły lasów grądowych (*Tilio-Carpinetum*), zbiorowiska przejściowe (*Pino-Quercetum/Tilio-Carpinetum*), świetliste dąbrowy (*Potentillo albae — Quercetum*).

* W_i — wskaźnik przemieszczania.

b. Gleby brunatno-rdzawe

Gleby brunatno-rdzawe stanowią przejście między glebami brunatnymi wytworzonymi z piasków a glebami rdzawymi. Budowa profilu tych gleb jest następująca: *O-ABbrBv-Bv-C*. Przeważającym typem próchnicy w glebach brunatno-rdzawych jest moder, niekiedy z przejściami do typu mull.

Naturalną roślinnością w tych warunkach są bory mieszane sosnowo-dębowe (*Pino-Quercetum*), a w Polsce północno-zachodniej sosnowo-dębowe z udziałem brzóz (*Betulo-Quercetum roboris*); spotyka się także uboższe odmiany lasu mieszanego, np. kwaśną buczynę pomorską (*Luzulo-Fagetum*), a także uboższe podzespoły grądów (*Querco-Carpinetum*) i zachodniopomorskie acidofilne zespoły lasu bukowo-dębowego (*Fago-Quercetum petraeae*).

Gleby brunatno-rdzawe w porównaniu z glebami rdzawymi właściwymi odznaczają się nieco mniejszym zakwaszeniem, wyższym stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym i węższym stosunkiem C:N. Od gleb brunatnych różnią się zdecydowanie mniejszą zawartością frakcji ilastej, mniejszymi zasobami składników odżywczych dla roślin, mniejszą aktywnością biologiczną i mniejszą odpornością na czynniki degradacji. W glebach brunatno-rdzawych może się ujawnić niezbyt trwała struktura agregatowa.

Gleby brunatno-rdzawe powstają w wyniku nakładania się na profil gleby rdzawej pewnych oznak procesu brunatnienia. Wyróżnianie tego podtypu w terenie ułatwiają kryteria ekologiczne wartości siedliska.

c. Gleby bielicowo-rdzawe

Wyraźnie wykształcony profil gleby bielicowo-rdzawej ma następującą budowę: *O-AEes-BfeBv-C*.

Gleby te tworzą siedliska boru mieszanego świeżego (*Pino-Quercetum*), a niekiedy lasu mieszanego, tzw. kwaśnej buczyny pomorskiej (*Luzulo-Fagetum*). Charakterystycznym typem próchnicy jest moder-mor lub mor. Gleby bielicowo-rdzawe są w porównaniu z glebami rdzawymi właściwymi zwykle uboższe w składniki odżywcze i silniej zakwaszone, a często także nieco wilgotniejsze (płytkie obniżenia terenowe itp.).

Proces bielicowania gleb bielicowo-rdzawych może przebiegać wyłącznie pod roślinnością leśną. Wiąże się on zazwyczaj ze zwiększoną produkcją rozpuszczalnych frakcji kwasów humusowych albo mniejszą ilością półtoratlenków w materiale mineralnym, albo też z łącznym działaniem obydwu czynników. Przy słabym natężeniu procesu bielicowania rdzawy odcień poziomu *AEes* jest zachowany, ponieważ uruchamiane zostają w pierwszej kolejności wolne tlenki glinu nie posiadające właściwości barwiących. Przemieszczanie glinu daje się stwierdzić jedynie analizami chemicznymi. Dlatego też gleby rdzawe znajdujące się w tym stadium bielicowania bywają nazywane *skrytobielicowymi*.

Większe nasilenie lub dłuższe działanie procesu bielicowania powoduje uruchamianie także wolnych tlenków żelaza. W poziomie *AEes* widoczne są

wtedy białe ziarna kwarcu pozbawione otoczek żelazistych. Niekiedy, zwłaszcza na granicy z poziomem *O*, występują jasnopopielate plamy lub nieciągłe warstewki tworzące zaczątek samodzielnego poziomu *Ees*.

W glebach bielicowo-rdzawych wskaźnik przemieszczenia (*Wi*) ma niewysokie wartości dodatnie lub oscyluje w pobliżu zera.

IIC2. Gleby bielicowe

Klasycznie wykształcone gleby bielicowe mają profil o następującej sekwencji poziomów genetycznych: *O-A-Ees-Bhfe-C*, zaś w glebach uprawnych: *Ap-Bhfe-C* lub *Ap-Ees-Bhfe-C*.

Naturalną roślinnością dla gleb bielicowych są bory. W terenach nizinnych są to zbiorowiska borów świeżych — *Leucobryo-Pinetum* i *Peucedano-Pinetum* lub borów mieszanych świeżych (*Pino-Quercetum*). W warunkach nadmorskich spotyka się nierzadko bór bażynowy — *Empetro nigri-Pinetum*. W terenach wyżynnych naturalną roślinnością dla gleb bielicowych są bory jodłowe (*Abietetum polonicum*). W obszarach górskich, w zależności od piętra bioklimatycznego, naturalną roślinnością dla opisywanych gleb są: w reglu dolnym — bory jodłowo-świerkowe (*Abieti-Piceetum montanum*), a w reglu górnym — górnoreglowe bory świerkowe — karpacki bór świerkowy (*Piceetum tatricum*) i sudecki bór świerkowy (*Piceetum hercynicum*).

Omawiane gleby charakteryzują się próchnicą typu mor lub moder-mor z poziomem *O* o miąższości dochodzącej do kilkunastu centymetrów i wyraźnie wykształconym poziomem próchnicznym — *A*. Poziom ten o miąższości nie przekraczającej zwykle 10 cm, zawiera głównie próchnicę powstałą *in situ* z rozkładu korzeni roślin runa. Przechodzi on stopniowo w szarobiały lub jasnopopielaty poziom eluwialny (*Ees*) o strukturze rozdzielnoziarnistej. Miąższość tego poziomu, zwanego też poziomem albic, bywa różna w zależności od zawartości wolnych tlenków Al i Fe w materiale macierzystym i od intensywności procesu bielicowania. Występujący niżej poziom *Bhfe* odpowiada kryteriom diagnostycznego poziomu iluwialnego (spodic). Morfologicznie poziom ten dzieli się często na dwa podpoziomy — *Bh* o zabarwieniu kawowobrunatnym i *Bfe* o zabarwieniu żółtobrunatnym lub pomarańczowobrunatnym. Poziom *Bhfe* wykazuje zwykle pewien stopień scementowania.

Gleby bielicowe odznaczają się małą zasobnością w składniki odżywcze. Powstają najczęściej z ubogich, kwarcowych piasków luźnych, rzadziej z piasków słabogliniastych. Są to z reguły silnie przesortowane i często eolicznie przemodelowane piaski sandrowe dalekiego transportu, piaski wydm nadmorskich i śródlądowych oraz pradolin i dolin wielkich rzek. W terenach górskich skałami macierzystymi gleb bielicowych są granity, gnejsy, kwarcyty, piaskowce kwarcytowe i piaskowce bezwęglanowe o słabym stopniu zwietrzenia chemicznego.

Gleby bielicowe charakteryzują się silnym zakwaszeniem; pH_{H_2O} górnych

poziomów wynosi najczęściej 3,0—4,5. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (*V*) jest zwykle mniejszy od 20%. Stosunek C : N jest szeroki. W poziomie *O* (wyłączając podpoziom *Ol*) waha się on najczęściej w przedziale 20-30 : 1.

Najistotniejszą rolę w genezie gleb bielicowych odgrywają wypłukane z poziomu *O* ruchliwe kwasy humusowe o zdolnościach kompleksotwórczych. W związku z minimalną zawartością wolnych półtoratlenków w materiale mineralnym, kwasy humusowe (głównie frakcja kwasów fulwowych) tworzą w górnej części profilu łatwo rozpuszczalne połączenia kompleksowe z jonami żelaza i glinu. Stosunek molowy węgla organicznego do sumy glinu i żelaza oznaczonych w wyciągu pirofosforanu sodu jest większy od 25:

$$\frac{C_{org.}}{Al+Fe} > 25$$

Kwasy humusowe migrują w głąb gleby wzbogacając się po drodze w półtoratlenki, a po przekroczeniu ich zawartości granicznej ($C_{org.}/Al+Fe \leqslant 25$) ulegają wytrąceniu w poziomie iluwialnym. Przemieszczanie kompleksów próchniczno-żelazistych i próchniczno-glinowych jest uwarunkowane przepuszczalnością skały i przemywnym typem gospodarki wodnej.

Wskaźnik przemieszczenia (*Wi*) ma w glebach bielicowych wartości dodatnie.

Przydatność rolnicza gleb bielicowych jest bardzo mała, toteż jedynie niewielka część ich areału znajduje się obecnie w uprawie rolnej.

W typie gleb bielicowych wyróżnia się obecnie tylko jeden podtyp — gleby bielicowe właściwe, którego charakterystyka odpowiada opisowi gleb bielicowych.

IIC3. Bielice

W rzędzie gleb bielicoziemnych bielice są typem glebowym, w którym proces bielicowania (omówiony przy opisie gleb bielicowych) jest wyrażony najsilniej i posiada wiele cech specyficznych.

Profil bielicy ma najczęściej następujący układ poziomów genetycznych: *O-Ees-Bh-Bfe-C*.

Poziom *O*, zwykle o dużej miąższości dochodzącej do 25 cm, złożony jest z podpoziomu surowinowego (*Ol*), butwinowego (*Of*) i epihumusowego (*Oh*) o różnym stopniu przetworzenia szczątków organicznych. Podpoziom *Ol*, miąższości 2—3 cm, składa się z mało zmienionych resztek ściółki leśnej. Podpoziom *Of* zbudowany jest z ciemnobrunatnych, rozdrobnionych i częściowo przetworzonych resztek roślinnych, poprzerastanych korzeniami roślin runa i strzępkami grzybni. Miąższość tego podpoziomu wynosi najczęściej około 2/3 miąższości całego poziomu organicznego. Odczyn podpoziomu butwinowego jest silnie kwaśny (pH_{H_2O} około 3,0—4,5). Podpoziom *Oh* o zabarwieniu brunatnoczarnym lub czarnym złożony jest z silnie przetworzonych resztek roślinnych, w których zdecydowanie dominuje próchnica bezpostaciowa.

Podpoziom epihumusowy jest często poprzerastany korzeniami roślin runa. Odczyn tego podpoziomu jest skrajnie kwaśny (pH_{H_2O} 2,8–4,0). Udział domieszki mineralnej w poziomie *O* jest minimalny, jedynie w dolnej części podpoziomu *Oh* występuje większa ilość ziaren piasku pozbawionych otoczek żelazistych.

Granica między ektopróchnicą a mineralną częścią gleby jest zawsze wyraźna. W bielicach brak poziomu *A* lub jest on wykształcony bardzo słabo. Pod poziomem *O* występuje poziom albic, eluwialny (*Ees*), którego miąższość waha się od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, zależnie od zawartości półtoratlenków w skale macierzystej i od lokalnych warunków wilgotnościowych. W niektórych profilach górna część poziomu *Ees* ma zabarwienie ciemnoszare, przypominające barwę poziomów próchnicznych. Zabarwienie to związane jest z podwyższoną zawartością próchnicy, jednakże pochodzi głównie z wmycia łatwiej rozpuszczalnych frakcji z nadległego poziomu *O*, a nie z akumulacji *in situ*. Pod poziomem eluwialnym występuje poziom *Bhfe*, który spełnia kryteria diagnostycznego poziomu iluwialnego (spodic). Granica między poziomami *E* i *B* jest ostra i przebiega często nieregularnie tworząc głębokie językowate zacieki.

Poziom iluwialny jest zwięzły, przeważnie silnie zorsztynizowany. Substancją cementującą są kompleksowe połączenia glinu i żelaza z kwasami próchnicznymi (głównie z frakcją kwasów fulwowych). Te rozpuszczalne kompleksy, utworzone w poziomach *O* i *Ees*, ulegają wytrąceniu w poziomie *Bhfe* po przekroczeniu granicznej zawartości R_2O_3 (stosunek molowy $C_{org.}/Al+Fe \leqslant 25$). W poziomie *Bhfe* iluwialnej akumulacji ulega także fosfor i nierzadko wolna krzemionka. Przejście poziomu iluwialnego w skałę macierzystą jest zwykle stopniowe.

Skałami macierzystymi bielic na Niżu Polskim są skrajnie ubogie piaski kwarcowe, najczęściej wydmowe (wydmy nadmorskie i niektóre śródlądowe), rzadziej silnie przesortowane i przemyte piaski sandrowe dalekiego transportu i piaski pradolinne. Bielice spotyka się również na piaskach trzeciorzędowych (np. pod Koszalinem). W terenach górskich bielice powstają z granitów, gnejsów i bezwęglanowych piaskowców o małym stopniu zwietrzenia chemicznego i w związku z tym ubogich w wolne półtoratlenki.

Bielice reprezentują skrajnie kwaśny człon gleb bielicoziemnych. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (*V*) w górnych poziomach glebowych wynosi zaledwie od kilku do kilkunastu procent. Zdolność buforowa jest w związku z tym bardzo mała.

Bielice są prawie wyłącznie glebami leśnymi nie nadającymi się pod uprawę roślin. Na niżu gleby te są głównie siedliskami borów świeżych (*Leucobryo-Pinetum*, *Peucedano-Pinetum*), niekiedy także kwaśnych buczyn pomorskich (*Luzulo-Fagetum*). W warunkach nadmorskich bielice występują również pod borem bażynowym — *Empetro nigri-Pinetum*.

W terenach górskich bielice tworzą siedliska następujących zespołów leśnych: w reglu dolnym boru jodłowo-świerkowego (*Abieti-Piceetum montanum*), w reglu górnym boru wysokogórskiego (*Piceetum tatricum* i *Piceetum*

hercynicum), w piętrze kosodrzewiny — siedlisko karpackiego zespołu kosówki (*Pinetum mughi carpaticum*) lub sudeckiego zespołu kosówki (*Pinetum mughi sudeticum*). Specyficzne bielice spotyka się niekiedy w piętrze halnym pod wysokogórską roślinnością murawową, np. w niektórych płatach zespołu skuciny i boimki dwurzędowej (*Trifido-Distichetum*), borówczyska czernicowego (*Vaccinietum myrtilli*), borówczyska bażynowego (*Empetro-Vaccinietum*).

W typie bielic wyróżnia się obecnie tylko jeden podtyp — bielice właściwe, którego charakterystyka odpowiada opisowi bielic, oraz kilka odmian morfologicznych nie mogących pretendować do rangi podtypów. Oto niektóre z nich:

— bielice z poziomem iluwialnym słabo lub wyraźnie zróżnicowanym na podpoziomy,

— bielice z poziomem iluwialnym o różnym stopniu scementowania,

— bielice z poziomem iluwialnym niewielkiej lub dużej miąższości,

— bielice, w których granica pomiędzy poziomami *Ees* a *Bhfe* przebiega równo lub bardzo nieregularnie w postaci zacieków lub języków o różnej głębokości.

Zależnie od ilościowych proporcji próchnicy i półtoratlenków zakumulowanych w poziomie iluwialnym wyróżniane bywają również następujące odmiany bielic: bielice żelaziste, bielice próchniczne oraz bielice żelazisto-próchniczne. Istnieją ponadto różnice facjalne między bielicami nadmorskimi a śródlądowymi.

III. GLEBY SEMIHYDROGENICZNE

Dział ten grupuje gleby, w których bezpośredni wpływ wód gruntowych lub silne oglejenie opadowe obejmuje dolne i częściowo środkowe partie profilu glebowego. W poziomach powierzchniowych natomiast dominuje gospodarka wodna opadowa, która może być w pewnym stopniu modyfikowana znaczną wilgotnością głębszych części profilu. Nie powoduje ona jednak gromadzenia się dużych ilości storfiałej materii organicznej na powierzchni gleby mineralnej.

Dział gleb semihydrogenicznych obejmuje następujące rzędy: IIIA. Gleby glejo-bielicoziemne, IIIB. Czarne ziemie, IIIC. Gleby zabagniane.

IIIA. GLEBY GLEJO-BIELICOZIEMNE

Rząd gleb glejo-bielicoziemnych grupuje te spośród gleb semihydrogenicznych, których cechy morfologiczne i właściwości chemiczne są w górnej części profilu rezultatem procesu bielicowania, a w części dolnej — silnego oglejenia gruntowego. Diagnostycznym poziomem gleb glejo-bielicoziemnych jest poziom glejoiluwialny (gley-spodic).

Rząd gleb glejo-bielicoziemnych obejmuje następujące typy gleb: 1) gleby glejobielicowe, 2) glejobielice.

IIIA1. Gleby glejobielicowe

Gleby glejobielicowe mają następujące cechy: obecność poziomu próchnicznego *A*; stosunkowo słabe zorsztynizowanie poziomu glejoiluwialnego *Bhfeoxgg*; brak wyraźnego zróżnicowania na podpoziomy *Bh* i *Bfe*; silne oglejenie gruntowe dolnej części profilu.

Typ gleb glejobielicowych obejmuje następujące podtypy: a) gleby glejobielicowe właściwe, b) gleby glejobielicowe murszaste, c) gleby glejobielicowe torfiaste.

a. Gleby glejobielicowe właściwe

Gleby te powstają z ubogich piasków luźnych, w których oligotroficzne wody gruntowe obejmują dolną część profilu, średnio na głębokości 80 cm z wahaniami od 60 do 140 cm.

Pod roślinnością leśną w profilu tych gleb można wyróżnić następujące poziomy genetyczne: *Ol-Of-Oh-AhEes-Ees-Bhfeoxgg-G*.

Najczęstszym typem próchnicy jest drosomor, niekiedy z przejściami do higromoru. Poziom organiczny ma zwykle miąższość około 10 cm, choć zdarzają się poziomy grubsze. Poniżej poziomu organicznego *O* zalega o niewielkiej miąższości poziom próchnicy *AEes* (około 10 cm) z wyraźnymi śladami bielicowania w postaci białych ziarn kwarcu. Przechodzi on stopniowo niewielkimi zaciekami w poziom eluwialny (*Ees*) zwykle kilkunastocentymetrowej grubości, miejscami „zamazany" zaciekami próchnicy. Poziom glejoiluwialny — *Bhfeoxgg* jest przeważnie niezbyt silnie scementowany, ale trafiają się w nim konkrecje orsztynowe.

Gleby te tworzą siedliska borów mieszanych wilgotnych, np. północnopolskiego boru mieszanego wilgotnego (*Querco-Piceetum*), wilgotnego wariantu *Pino-Quercetum*, niekiedy siedlisko uboższych lasów mieszanych wilgotnych, np. siedlisko przejściowego zbiorowiska *Pino-Quercetum/Tilio-Carpinetum*.

b. Gleby glejobielicowe murszaste

Gleby glejobielicowe murszaste tworzą się z ubogich piasków luźnych (rzadziej słabogliniastych) w położeniach, w których lustro oligotroficznych wód gruntowych występuje na ogół płycej niż w przypadku gleb glejobielicowych właściwych, przeciętnie na głębokości 70 cm z wahaniami od 50 do 120 cm. Pod naturalną (lub zbliżoną do naturalnej) roślinnością leśną w profilu tych gleb można wyróżnić następujące poziomy genetyczne: *Ol-Of-Oh-AeEes-Bhfegg-G*.

Najczęstszym typem próchnicy jest higromor z przejściami do higromoderu. Poziom organiczny, w którym wydzielić można 2 lub 3 podpoziomy różniące się stopniem humifikacji, ma przeciętnie miąższość kilkunastu centymetrów. Poniżej występuje niezbyt gruby (przeciętnie 20 cm) brunatnoczarny (5YR 2/3) lub czarny (10YR 2/1) poziom murszasty *Ae*, w którym częste są ślady różnie nasilonego procesu bielicowania (*AeEes*) w postaci mniejszych lub większych skupień wybielonych ziaren piasku. Poziom glejoiluwialny *Bhfegg* nie jest na ogół silnie scementowany. Skała macierzysta jest z reguły silnie oglejona.

Gleby te tworzą siedliska żyźniejszych wariantów boru mieszanego wilgotnego (*Pino-Quercetum*) lub uboższych wariantów lasu mieszanego wilgotnego (*Tilio-Carpinetum*). Gleby te mogą występować również pod zbiorowiskami przejściowymi (*Pino-Quercetum/Tilio-Carpinetum*).

c. Gleby glejobielicowe torfiaste

Gleby tego podtypu powstają z ubogich w zasady skał macierzystych w obniżeniach terenowych. Lustro oligotroficznych wód gruntowych występuje w nich blisko powierzchni gleby, przeciętnie na głębokości 60 cm z wahaniami od 30 do 80 cm. W profilu tych gleb można wyróżnić następujące poziomy genetyczne: *Ol-Of-Oh-AeEes-Bhfegg-G*.

Najczęstszym typem próchnicy jest hydromor. Miąższość poziomu organicznego przekracza przeważnie 20 cm. Jest on zwykle gęsto poprzerastany korzeniami *Vaccinium uliginosum*, *Ledum palustre* itp. Czarny poziom próchniczny ma miejscami charakter torfiasty wskutek obecności domieszek słabo rozłożonych i częściowo storfiałych korzeni krzewinek leśnych. Obecne są plamiste skupienia wybielonych ziaren kwarcu. Poziom glejoiluwialny jest rozmyty. Silne gruntowe oglejenie obejmuje w całości skałę macierzystą i przez znaczną część roku poziom *Bhfegg*.

Omawiany podtyp gleb występuje w siedliskach stanowiących przejście od boru mieszanego wilgotnego (*Querco-Piceetum*, wariant wilgotny) lub boru wilgotnego (*Pino-Quercetum*, wariant z *Molinia coerulea*) do boru bagiennego (*Vaccinio uliginosi-Pinetum*, *Sphagno-Piceetum*).

IIIA2. Glejobielice

Typ glejobielic obejmuje jeden podtyp: glejobielice właściwe.

a. Glejobielice właściwe

Glejobielice właściwe są to gleby leśne, które mogą powstawać z różnych, przepuszczalnych i ubogich w składniki zasadowe utworów macierzystych, w miejscach o niegłębokim zaleganiu oligotroficznych wód gruntowych.

Morfologia profilu glejobielicy właściwej jest następująca: *Ol-Of-Oh-Ees-Bh-Bfegg-G.*

Próchnica reprezentuje typ higromor. Miąższość silnie kwaśnego poziomu organicznego *O* przekracza niekiedy 20 cm. Pod słabo rozłożonym podpoziomem surowinowym (*Ol*) zalega brunatnoczarny podpoziom butwinowy (*Of*), przechodzący w czarny, mazisty podpoziom epihumusowy (*Oh*).

Poziom organiczny jest zwykle silnie przerośnięty korzeniami roślin i strzępkami grzybni. W glejobielicach z reguły brak jest osobno wykształconego poziomu próchnicznego; niekiedy spotyka się jedynie fragmenty tego poziomu.

Poziom eluwialny (*Ees*) ma barwę brudnobiałą z szarymi i szarobrunatnymi zaciekami próchniczno-żelazistymi. Poziom glejoiluwialny, ostro i równo odgraniczony od poprzedniego, jest często silnie zorsztynizowany i dzieli się przeważnie na bogaty w kwasy fulwowe, czarny podpoziom *Bh* oraz na zalegający pod nim rdzawobrunatny podpoziom *Bfegg*. Przejście do oglejonej skały macierzystej *G* jest przeważnie stopniowe.

Wśród gleb glejo-bielicoziemnych glejobielice są typem, w którym diagnostyczny poziom glejoiluwialny jest wykształcony najsilniej. Charakteryzuje się on dużym nagromadzeniem próchnicy i żelaza, silną cementacją, równym poziomym przebiegiem, dużą miąższością oraz płytową strukturą.

Naturalną roślinność leśną na omawianych glebach tworzą zespoły boru mieszanego wilgotnego (*Querco-Piceetum*, *Pino-Quercetum*).

IIIB. CZARNE ZIEMIE

Powstanie czarnych ziem wiąże się z akumulacją materii organicznej w warunkach dużej wilgotności w mineralnych utworach glebowych, zasobnych w węglan wapnia i części ilaste. W utworach tych zachodzi proces łączenia się związków humusowych wysyconych wapniem z iłem koloidalnym w próchniczne związki organiczno-mineralne, nadające tym glebom charakterystyczną gruzełkowatą strukturę i czarną barwę. Poziomem diagnostycznym tych gleb jest poziom mollic.

Zawartość materii organicznej w czarnych ziemiach wynosi 2—6%. Jest to próchnica nasycona zasadami, o wąskim stosunku C:N, najczęściej 6—9. Miąższość poziomu próchnicznego wynosi 30—50 cm. Zawartość węglanu wapnia, bardzo zróżnicowana (0—15%), w skrajnych przypadkach dochodzi do 20%. Odczyn jest obojętny lub alkaliczny. Większość czarnych ziem występuje na utworach mineralnych o uziarnieniu glin, utworów pyłowych i iłów. Spotyka się również czarne ziemie wytworzone z piasków gliniastych o niższym pH.

Powstanie czarnych ziem w warunkach zabagnienia gruntowo-glejowego zachodziło w obniżeniach terenowych o płytkim zwierciadle eutroficznych wód gruntowych na utworach mineralnych typowych dla tych gleb, w siedliskach

łęgów olszowo-jesionowych. Akumulacja masy organicznej w tych glebach w dużym stopniu związana jest z rozwojem procesu darniowego. Wielkość tej akumulacji jest skorelowana z wilgotnością gleby. W warunkach podtopienia mogą powstawać utwory torfiaste lub nawet torfowe, tworzące znacznej miąższości poziom *O*, przykrywający poziom *A* wytworzonej już czarnej ziemi.

W rzędzie czarnych ziem wyróżnia się jeden typ — czarne ziemie, którego charakterystykę podano wyżej. W typie tym występują następujące podtypy: a) czarne ziemie glejowe, b) czarne ziemie właściwe, c) czarne ziemie zbrunatniałe, d) czarne ziemie wyługowane, e) czarne ziemie zdegradowane (szare), f) czarne ziemie murszaste.

a. Czarne ziemie glejowe

Gleby te powstają w naturalnych siedliskach leśnych lub łąkowych okresowo zabagnionych. Niekiedy są to nie zmeliorowane gleby orne, z oglejeniem powierzchniowym w okresach wiosennych. W profilu tych gleb występują następujące poziomy: w glebach leśnych: *O-Aa-G*, w glebach uprawnych: *Ap-Aa-G*.

Siedliska łąkowe tych gleb to grądy od właściwych do podmokłych, natomiast leśne — lasy wilgotne i silnie wilgotne.

b. Czarne ziemie właściwe

Powstają w wyniku umiarkowanego odwodnienia czarnych ziem glejowych wskutek ich zdrenowania. Zawierają najczęściej 3—6% materii organicznej w poziomie próchnicznym o miąższości do 40—50 cm. W poziomie tym wyróżnia się poziom uprawny *Ap* o jednolitej jaśniejszej barwie oraz poziom *Aa* o ciemniejszej barwie. Poziom *Aa* przechodzi w skałę macierzystą, w której mogą występować konkrecje węglanowe, charakterystyczne dla poziomu calcic (Cca). Miąższość poziomu calcic zazwyczaj wynosi 30—40 cm; głębiej zalega utwór macierzysty o zmniejszonej zawartości $CaCO_3$. W utworze tym może występować plamiste oglejenie, nasilające się w głębszych częściach profilu. W profilu tych gleb występuje najczęściej układ poziomów: *Ap-Aa-Cca-G*. Są to gleby zwykle użytkowane rolniczo, co pozwala wyróżnić także podpoziom *Ap*.

c. Czarne ziemie zbrunatniałe

Występują przeważnie na wysoczyznach o skałach macierzystych zasobnych w glinokrzemiany, z których — w wyniku przemian wietrzeniowych — powstaje poziom cambic *Bbr*. Poziom próchniczny tych gleb różnicuje się morfologicznie na *Ap* i *A*, co nie znajduje odbicia w zawartości materii organicznej, której zwykle jest więcej w podpoziomie *Ap*. Pod poziomem

próchnicznym zaznacza się poziom przejściowy *AB* miąższości około 10 cm. Niżej leżący poziom *Bbr* ma barwę ciemnobrunatną, zwięzły układ i wyraźne przejście do poziomu calcic. Poziom ten jest podobny jak w czarnych ziemiach właściwych. W omawianym podtypie nie często spotyka się plamy oglejenia w poziomie *C*. Morfologia profilu tego podtypu jest następująca: *Ap-Aa-AB-Bbr-Cca* lub *Cca-G*. Gleby te z reguły są w uprawie polowej.

d. Czarne ziemie wyługowane

Podtyp czarne ziemie wyługowane ma uproszczoną budowę profilu *A-C*. Cechą charakterystyczną dla tych gleb jest poziom mollic podobny jak w czarnych ziemiach zbrunatniałych oraz brak poziomu calcic i poziomu cambic. W profilu tych gleb pod stopniowo zanikającym poziomem mollic występuje poziom *C* o barwie szarej nie wzbogacony we frakcję ilastą. Gleby te mają jednak odczyn zbliżony do obojętnego. Występują one wśród czarnych ziem zbrunatniałych w obniżeniach z intensywniejszym przesiąkaniem wód opadowych. Dlatego w niewęglanowym poziomie *C* tych gleb zaznaczają się plamy oglejenia, nasilające się w głębszych warstwach skały macierzystej. Profile tych gleb są zbudowane następująco: *Ap-Aa-AC-G*.

e. Czarne ziemie zdegradowane (szare)

Występują w terenach dawno i dość intensywnie odwodnionych, gdzie na skutek długotrwałej mineralizacji zawartość materii organicznej w poziomie próchnicznym mollic znacznie się obniżyła. Ponadto wyługowany z nich został $CaCO_3$, co powoduje zmianę odczynu do słabo kwaśnego pH 5—6 oraz zmniejszenie wysycenia zasadami kompleksu sorpcyjnego. Może w nich występować poziom brunatnienia (cambic) z pewnym wzbogaceniem we frakcje ilaste. Spotyka się także czarne ziemie zdegradowane, znacznie uboższe w materię organiczną, zwane szarymi ziemiami, z poziomem cambic. Budowa profilu tych gleb może być następująca: *Aa-Bbr-C*.

Czarne ziemie zdegradowane występują często w formie gleb o luźniejszym składzie granulometrycznym, są wtedy podatne na przesuszenie i procesy mineralizacji próchnicy. Zwykle usytuowane są na terenach wyżej położonych. Są to najczęściej grunty orne, czasem użytki zielone na grądach właściwych.

f. Czarne ziemie murszaste

Powstają w wyniku odwodnienia czarnych ziem glejowych o znacznej zawartości materii organicznej w poziomie próchnicznym. Mogą tworzyć się również w wyniku przeobrażenia się w warunkach intensywnej mineralizacji gleb mineralno-murszowych na utworach zasobnych w węglan wapnia. Zawierają zwykle ponad 6% materii organicznej. Cechą charakterystyczną tego poziomu jest występowanie w nim cząstek skondensowanej, stwardniałej

próchnicy. Gleby te zawierają zwykle węglan wapnia, często w postaci muszelek. Czasem występują jako pozostałość po całkowicie zmineralizowanych glebach torfowo-murszowych podścielonych zasobnymi w węglan wapnia skałami, z których tworzą się czarne ziemie. Gleby te charakteryzuje budowa profilu o układzie poziomów: *Ae-Cca-G*. Są one przeważnie użytkowane rolniczo, ale występują także pod użytkami zielonymi w grądach pobagiennych.

Uwaga: Ze względu na małe spopularyzowanie, w obecnym wydaniu *Systematyki gleb* nie wydzielono w osobne jednostki czarnych ziem z poziomem argillic, ale opisano czarne ziemie wykazujące cechy podobne do smolnic (Aneks VIII).

IIIC. GLEBY ZABAGNIANE

Gleby zabagniane łączą w sobie typy gleb, których właściwości kształtują się w warunkach dużej wilgotności, spowodowanej bądź wysokim poziomem wody gruntowej, bądź działaniem wód powierzchniowych, pochodzących z zalewu lub też z opadów. W obu tych przypadkach duża wilgotność wpływa na powstawanie w glebie trwałych lub okresowych warunków beztlenowych, wywołujących występowanie procesów glejowych.

Na glebach zabagnianych występująca roślinność sprzyja tworzeniu się zazwyczaj dość silnie rozwiniętego poziomu próchnicznego.

W rzędzie gleb zabagnianych wyróżniono dwa typy: 1) gleby opadowo-glejowe (pseudoglejowe), 2) gleby gruntowo-glejowe.

IIIC1. Gleby opadowo-glejowe (pseudoglejowe)

Typ gleb opadowo-glejowych o zasadniczej budowie profilowej *A-Gg* lub *A-Gg-Bg-Cg-C* obejmuje gleby odgórnie silnie oglejone. Oglejenie to, którego głębokość sięga niekiedy do 1,5 m, może być wywołane gromadzeniem się wód opadowych nad warstwami słabo przepuszczalnymi w górnej części profilu, a także powolnym przesiąkaniem wód, zawierających kwaśne substancje humusowe i garbnikowe. W okresie dużej wilgotności górnych warstw glebowych następuje w warunkach beztlenowych redukcja związków żelaza, natomiast w okresach suszy ma miejsce utlenianie.

Gleby opadowo-glejowe dzielą się na dwa podtypy: a) gleby opadowo-glejowe właściwe, b) gleby stagno-glejowe.

a. Gleby opadowo-glejowe właściwe

Gleby opadowo-glejowe właściwe odznaczają się okresowo silnym oglejeniem odgórnym. Dynamikę tych gleb charakteryzują zachodzące na przemian procesy tlenowe i beztlenowe oraz niezbyt głęboko sięgające procesy przemywania (przemieszczania iłu koloidalnego). W profilu tych gleb występują zwykle następujące poziomy: *A-Gg*.

Gleby te odznaczają się dość wolno przebiegającymi procesami mikrobiologicznymi, co w rezultacie powoduje akumulację materii organicznej w postaci darni lub próchnicy leśnej typu mor-moder, rzadziej mor.

b. Gleby stagno-glejowe

W profilu gleb stagno-glejowych, o budowie *A-Ag-Gg*, występuje na ogół silne oglejenie opadowe, zwykle nawet w poziomie próchnicznym. Ma ono charakter trwały, powodując nadmierną wilgotność tych gleb w ciągu większej części roku.

Stagnowanie powierzchniowej wody opadowej spowodowane jest ciężkim podłożem (ił, ił pylasty, utwór pyłowy ilasty, glina ciężka) przy braku możliwości odpływu wód opadowych. W płaskim terenie lub w lokalnych nieckach bezodpływowych duże uwilgotnienie i ubóstwo w zasady są przyczyną powstawania surowej próchnicy. Często pojawia się tu roślinność torfowisk wysokich.

W ekosystemach leśnych, pod warstwą próchnicy typu mor, występuje ciemnoszary do czarnoszarego oglejony poziom próchniczny *Ag*. Pod nim znajduje się szaropopielaty poziom *Gg*, w którym występują często drobne konkrecje żelazisto-manganowe, tzw. pieprze. Niżej zalegają ciężkie utwory barwy siwej, rdzawo cętkowane, w stanie suchym o strukturze grubopryzmatycznej.

IIIC2. Gleby gruntowo-glejowe

Gleby gruntowo-glejowe o zasadniczej budowie *A-G* są glebami mineralnymi lub organiczno-mineralnymi o wysokim poziomie wody gruntowej (stagnującej bądź też znajdującej się w ruchu), w których procesy glejowe przeważają nad innymi procesami, a oglejenie oddolne sięga do 30 cm poniżej powierzchni. Przebieg procesów glejowych, nadających całemu profilowi zabarwienie szarozielone, niebieskawe lub szaropopielate, jest uwarunkowany dużą wilgotnością.

Charakterystyczną cechą tych gleb jest ruch wstępujący kapilarnie podsiąkających wód. W strefie kontaktowej z warstwą natlenioną wytrąca się żelazo w postaci rdzawych plam, bądź powstają konkrecje innych związków, np. Mn, Ca, tworząc podpoziom glejowy oksydacyjny *Gox*.

Poziomy glejowe, w których zachodzą na przemian procesy tlenowe i beztlenowe, określamy jako glejowe oksydacyjno-redukcyjne (rdzawa plamistość). Natomiast poziomy glejowe niżej położone, gdzie przeważają procesy redukcyjne (barwa zielonkawoszara), określa się jako glejowe redukcyjne. W przypadku występowania bardzo wysokiego poziomu wody gruntowej procesy glejowe obejmują cały profil glebowy wraz z poziomem próchnicznym, który ma wówczas barwę czarną z wyraźnie stalowym odcieniem. Szybkość rozkładu materii organicznej jest tu zależna od warunków wodno-powietrznych i zasobności tych gleb. W przypadku wód ruchomych i dostatecznej ich zasobności w składniki pokarmowe w ekosystemach leśnych może powstawać próchnica

typu mull. W takich warunkach tworzą się gleby glejowe eutroficzne bogatych florystycznie łęgów, olsów lub lasów wilgotnych. W przypadku kwaśnych i ubogich (dystroficznych) wód gruntowych, hamujących rozwój i działalność mikroorganizmów, powstaje próchnica typu mor, z grubymi (niekiedy kilkunastocentymetrowymi) warstwami próchnicy mazistej. Są to gleby gruntowo-glejowe dystroficzne. W warunkach występowania wód gruntowych średnio zasobnych powstaje próchnica typu moder, przechodząca niekiedy w moder-mull (gleby gruntowo-glejowe mezotroficzne).

W ekosystemach łąkowych gleby gruntowo-glejowe występują w grądach.

Wyróżnia się cztery podtypy: a) gleby gruntowo-glejowe właściwe, b) gleby torfiasto-glejowe, c) gleby torfowo-glejowe, d) gleby mułowo-glejowe.

a. Gleby gruntowo-glejowe właściwe

Są to gleby tworzące się z różnych mineralnych utworów macierzystych *in situ* znajdujących się pod działaniem płytkich wód gruntowych. W utworach tych gromadzi się materia organiczna, powstająca z rozkładających się korzeni roślinności trawiastej, runa leśnego i ściółki. Profil glebowy ma poziomy genetyczne *A-G*. Na granicy podsiąkających wód tworzy się strefa plamista, często z konkrecjami związków żelaza, manganu, a niekiedy wapnia. Wody glebowo-gruntowe w miejscach o małych wahaniach ich poziomu są zazwyczaj ubogie w tlen i często ulegają zakwaszeniu.

Gleby te mogą też występować w dolinach rzecznych, na tarasach zalewowych. Zalewy i wysokie poziomy wód gruntowych powodują tu oglejenie, ale nie są w stanie wywołać zabagnienia.

W siedliskach łąkowych omawiane gleby związane są z grądami właściwymi świeżymi lub łęgami właściwymi, natomiast w siedliskach leśnych, w zależności od zasobności gleby, występują bory mieszane wilgotne, lasy mieszane wilgotne i lasy wilgotne.

b. Gleby torfiasto-glejowe

Gleby te powstają w warunkach bardziej wilgotnych niż gleby gruntowo-glejowe właściwe. Są one stale podmokłe i w porównaniu z gruntowo-glejowymi właściwymi bogatsze w materię organiczną. Powstaje utwór torfiasty, zawierający 10-20% materii organicznej. Tworzy on stropową warstwę profilu glebowego *Ae* zazwyczaj miąższości do 30 cm, w którym stopniowo w głąb profilu zmniejsza się zawartość materii organicznej. W warstwie przejściowej pod poziomem próchnicznym widoczne są ciemnoszare zacieki próchniczne. Głębiej utwór mineralny zabarwiony jest typowo dla gleb glejowych przeważnie szaro, czasem zielono lub niebiesko. Układ poziomów genetycznych jest następujący: *Ae-Agg-G*. W przypadku siedlisk łąkowych są to grądy podmokłe zabagnione, a siedlisk leśnych — bory wilgotne, bory mieszane wilgotne, lasy mieszane wilgotne lub lasy wilgotne.

c. Gleby torfowo-glejowe

Zalicza się do nich gleby glejowe, w których warstwa torfu nie przekracza 30 cm miąższości. Są to gleby organiczno-mineralne, objęte okresowym procesem bagiennym. Pod torfem występuje poziom torfiasty, stopniowo przechodzący w poziom próchniczny, a następnie mineralny. Cały profil jest silnie oglejony, co w morfologii zaznacza się wyraźnie tam, gdzie zanika maskujące działanie materii organicznej. Układ poziomów genetycznych jest następujący: *OP-Ae-Agg-G*. Gleby te występują w grądach podmokłych, zabagnianych, w borach bagiennych, w borach mieszanych bagiennych, lasach mieszanych bagiennych i lasach bagiennych.

d. Gleby mułowo-glejowe

Powstają w siedliskach okresowo zalewanych wodami powierzchniowymi i ze znacznymi wahaniami poziomów wód gruntowych. W tych warunkach akumulacja materii organicznej jest związana z procesem mułowym, który jest okresowo aerobowym wariantem procesu bagiennego. Do mułowo-glejowych zalicza się gleby, w których warstwa odłożonego mułu organicznego nie przekracza 30 cm. Są to gleby organiczno-mineralne. Pod mułem może występować utwór torfiasty lub próchniczny w początkowej fazie zabagnienia. Od torfowo-glejowych różnią się zawartością (w powierzchniowej warstwie profilu) bezpostaciowego mułu, składającego się z próchnicy i osadów mineralnych.

W profilu tej gleby wyróżnia się następujące poziomy: *Am+Ae-Agg-G*. Gleby mułowo-glejowe występują w łęgach łąkowych i leśnych. Są to łęgi rozlewiskowe okresowo zabagniane lub lasy łęgowe i olsy jesionowe.

IV. GLEBY HYDROGENICZNE

Dział ten obejmuje gleby, których mineralne i organiczne utwory macierzyste powstały lub uległy daleko idącym przekształceniom pod wpływem warunków wodnych środowiska. Geneza tych utworów wiąże się ze zjawiskami sedentacji, sedymentacji i decesji kształtowanymi przez wodę.

Sedentacja jest to osadzanie się materiału powstałego na miejscu jego występowania, w formie masy organicznej lub mineralnej. Sedentacja organiczna zachodzi wewnątrz mineralnego utworu glebowego lub na jego powierzchni. W pierwszym przypadku istniejący utwór mineralny zostaje wzbogacony humusem, czasem z niewielką domieszką włókna roślinnego. W przypadku drugim na określonym podłożu powstaje i odkłada się nowy organiczny utwór glebowy. Sedentacja może również zachodzić pod wodą. Wtedy ta rozłożona całkowicie lub częściowo materia organiczna pochodzenia roślinnego i zwierzęcego nosi nazwę *detrytusu*.

Sedentacja mineralna następuje wskutek chemicznego wytrącania związków mineralnych, głównie węglanu wapnia. Zachodzi ona w środowisku wodnym przy niedoborze dwutlenku węgla.

Przez *sedymentację* rozumie się osadzanie materiału przytransportowanego przez wodę i wiatr. Najczęściej materiałem transportowanym przez wodę jest zawiesina mineralna, co decyduje o charakterze powstających tą drogą utworów glebowych.

Sedentacja i sedymentacja stanowią akumulacyjną fazę rozwoju gleb hydrogenicznych. W fazie tej następuje tworzenie się i gromadzenie hydrogenicznych utworów glebowych. Ich składnikami są powstałe z materii organicznej: humus, włókno roślinne i detrytus, a z mineralnej: utwory podłoża *in situ*, osadzone sedymenty i wytrącone związki chemiczne, głównie $CaCO_3$. W wyniku tych procesów powstają: utwory próchniczne, utwory torfiaste, torfy, muły, namuły, gytie.

Na podstawie zawartości materii organicznej utwory te dzieli się na:

- mineralne właściwe – do 3% materii organicznej,
- mineralne próchniczne – 3–10% " "
- mineralno-organiczne – 10–20% " "
- organiczne > 20% " "

Najbardziej typowym procesem dla tych gleb w fazie akumulacji jest proces bagienny, związany z przewagą anaerobiozy, powodujący tworzenie się torfu. Przy mniejszej anaerobiozie z okresowym występowaniem warunków aerobowych w glebie, powstają utwory mułowe lub torfiaste.

Proces okresowej anaerobiozy powoduje głównie przeobrażenia chemiczne w mineralnym materiale macierzystym, związane z redukcją. Dotyczy to przede wszystkim związków żelaza i manganu, co znajduje swoje odbicie w morfologii gleb.

Decesja w utworach i glebach hydrogenicznych następuje wtedy, gdy uwodnienie zostanie zmniejszone lub przerwane. Następuje wówczas wzmożony proces humifikacji i mineralizacji organicznych składników gleby, składający się na proces murszenia. Rezultatem procesu murszenia, zachodzącego w powierzchniowej warstwie profilu glebowego, jest przeobrażenie się organicznych utworów powstałych w fazie akumulacji w utwory murszaste, murszowate lub murszowe.

Na podstawie miąższości warstwy utworu organicznego w stropie profilu, gleby hydrogeniczne dzieli się na:

- mineralne – do 10 cm warstwy organicznej,
- mineralno-organiczne – 10–30 cm warstwy organicznej,
- organiczne – > 30 cm warstwy organicznej.

Gleby hydrogeniczne są głównie składnikami ekosystemów łąkowych, częściowo leśnych. W niewielkim stopniu są użytkami uprawnymi.

W dziale gleb hydrogenicznych wyróżnia się rzędy: IVA. Gleby bagienne, IVB. Gleby pobagienne.

IVA. GLEBY BAGIENNE

Rząd ten obejmuje gleby charakteryzujące się czynnym procesem gromadzenia osadów organicznych oraz miąższością tych utworów w stropie profilu wynoszącą ponad 30 cm. Akumulacja organicznej masy glebowej zachodzi w wyniku procesu bagiennego: torfotwórczego (przewaga anaerobiozy) i mułotwórczego (warunki aerobowo-anaerobowe).

Są to gleby o profilu *O-D*. Warstwa organiczna *O* zbudowana może być z torfu (*t*)*, mułu (*m*) lub gytii (*gy*) oraz utworów mieszanych, takich jak torfowo-mułowy (*tm*), torfowo-gytiowy (*tgy*), mułowo-gytiowy (*mgy*), mułowo-namułowy (*mn*) lub torf zamulony (*tz*), tj. z domieszką namułów.

Proces bagienny jako czynny proces torfo- lub mułotwórczy zachodzi w warstwie powierzchniowej. Głębiej zalegał materiał glebowy, nie podlegający już dalszym przeobrażeniom, aż do zmiany stosunków wodnych. Dla wyróżnienia w profilu warstwy objętej procesem glebotwórczym w zapisie morfologicznym stosuje się literę *P*, przyjętą jako symbol procesu bagiennego. Ogólny zapis profilu gleb bagiennych jest następujący: *PO-O-D*.

W rzędzie gleb bagiennych wyróżnia się dwa typy: 1) gleby mułowe, 2) gleby torfowe.

IVA1. Gleby mułowe

Gleby mułowe występują w obszarach zalewanych okresowo (telmatycznych) lub stale (limnetycznych). Warunkiem ich powstania jest okresowa aeracja stymulująca proces humifikacji materii organicznej pochodzenia roślinnego. Są to gleby o intensywnych procesach biologicznych i wysokiej troficzności, wyrażających się dużą produkcją biomasy oraz dużym tempem jej rozkładu. Akumulacja organicznego utworu glebowego jest niewielka, szczególnie w siedliskach telmatycznych, rzędu 0,1 mm/rok.

W siedliskach limnetycznych powstawanie mułów jest uwarunkowane natlenieniem wody, co związane jest z rozwojem megaplanktonu. Przy braku natlenienia odkłada się torf. Różnica między torfem a mułem polega na tym, że w mule znajduje się minimalna ilość niezhumifikowanego włókna roślinnego oraz znaczna ilość osadzonej zawiesiny mineralnej, tworzącej z humusem związki organiczno-mineralne.

W przypadku okresowego zmniejszenia się natlenienia i zmniejszenia humifikacji resztek roślinnych powstają utwory torfopodobne lub torfy, charakterystyczne dla gleb torfowo-mułowych.

Do mułów limnetycznych należy także gytia, powstająca w jeziorach, przy udziale planktonu i fauny bentosu.

Biorąc pod uwagę rodzaj utworu, typ gleb mułowych dzieli się na trzy podtypy: a) gleby mułowe właściwe, b) gleby torfowo-mułowe, c) gleby gytiowe.

* Symbol *t* w glebach organicznych oznacza torf.

a. Gleby mułowe właściwe

Gleby te występują w dolinach rzecznych z długotrwałymi (6—9 miesięcy) zalewami powierzchniowymi, co sprzyja akumulacji mułu składającej się z dwu faz. W fazie pierwszej podczas zalewu powierzchniowego w wodzie rozwijają się glony gromadzące w swych tkankach składniki mineralne pobierane z wód (szczególnie K i P) oraz azot asymilowany przez niektóre ich gatunki z powietrza. W drugiej fazie ustępowania zalewu, następuje obumieranie i rozkład glonów oraz intensywny rozwój zbiorowisk turzycowo-trawiastych z inną roślinnością zielną. Procesom humifikacji i mineralizacji masy organicznej sprzyja natlenienie środowiska glebowego.

Gleby mułowe występują zarówno pod łąkami na łęgach rozlewiskowych zabagnionych, jak też w lasach łęgowych, jesionowych i olsach.

Zapis profilu gleb tego podtypu jest następujący: *POm-Om-D*. Miąższość warstwy organicznej zazwyczaj wynosi 30—80 cm, co kwalifikuje gleby do organicznych płytkich.

W przypadku występowania w profilu warstw mineralnych namułów rozdzielających organiczne muły do opisu profilu wprowadza się symbol *n*, np. *POm-Om-n-Om-D*, wyróżniający poziomy namułowe.

W starorzeczach i jeziorzyskach rzecznych gleby mułowe mają znaczną miąższość, do 130 cm (gleby średniogłębokie) lub ponad 130 cm (gleby głębokie). Układ warstw genetycznych w profilu jest wtedy: *POn-On*.

b. Gleby torfowo-mułowe

Są to gleby zalewowe z utrudnionym odpływem wód powierzchniowych. Ograniczona aeracja warstwy objętej procesem glebotwórczym zmniejsza humifikację materiału roślinnego, który uzyskuje cechy torfu. O mułowym charakterze utworu stanowi domieszka osadów mineralnych. W profilu mogą także występować wkładki torfu.

Są to gleby w siedliskach przejściowych od łęgów rozlewiskowych do łęgów zastoiskowych, ze zmienną akumulacją mułu i torfu. W lasach gleby te są związane z przejściem od łęgów jesionowych do olsów olszynowych.

Zapis profilu glebowego jest następujący: *POtm-Otm-D*. Przy szczegółowej charakterystyce uwzględnia się warstwy dające się wyróżnić na podstawie rodzaju utworów tworzących profil, np. *Ot* przy wkładce torfu lub *Omn* przy występowaniu utworu mułowo-namułowego.

c. Gleby gytiowe

Są to osady podwodne, które po obniżeniu wody w jeziorze stają się utworem macierzystym dla gleb gytiowych, często znajdujących się w rolniczym użytkowaniu. Przy charakterystyce tych gleb należy podać, jakie utwory tworzą gytie, aby sklasyfikować rodzaj gytii według komponentów, jakimi są: detryt, $CaCO_3$ oraz ił. Zasady podziału gytii są przedmiotem odrębnych opracowań.

Ogólny zapis poziomów genetycznych w profilu jest następujący: *POgy-Ogy*. Przy występowaniu warstwy bagiennej darni na zarastającym gytiowisku, akumulującej torf lub muł, profil glebowy ma następujący układ poziomów genetycznych: *POt-Ogy* lub *POm-Ogy*.

IVA2. Gleby torfowe

Gleby torfowe powstają w ekosystemach bagiennych wytwarzających i akumulujących torf. Gleby te mogą występować na terenach stale podmokłych jako torfowo-bagienne, związane z akumulacyjną fazą rozwoju torfowiska, i na terenach odwodnionych, z przerwanym procesem bagiennym jako torfowo-murszowe, łąkowe, leśne lub w uprawie rolniczej.

Typ gleb torfowych reprezentuje torfowiska jako ekosystemy torfotwórcze. Dlatego podział na podtypy oparto na zasadniczym zróżnicowaniu naturalnych torfowisk wynikającym z żyzności siedlisk.

W obrębie gleb torfowych wydzielono trzy podtypy: a) gleby torfowe torfowisk niskich, b) gleby torfowe torfowisk przejściowych, c) gleby torfowe torfowisk wysokich.

a. Gleby torfowe torfowisk niskich

Są to gleby powstające pod wpływem płytko występujących wód gruntowych oraz w miejscach dopływu i nagromadzenia się wód powierzchniowych. W bilansie wodnym rozchód na ewapotranspirację jest równoważony nie tylko opadami, lecz także dopływem wód. Dzięki temu torfowiska mogą powstawać nawet w warunkach klimatycznych naszego kraju, w których w okresie wegetacyjnym ewapotranspiracja znacznie przewyższa opady (średnio o 150 mm).

Wody gruntowe, zarówno podziemne jak i powierzchniowe, wzbogacone w sole mineralne korzystnie kształtują troficzność gleb torfowych. Dzięki temu rozwijają się na nich roślinne zbiorowiska eutroficzne o przewadze roślinności zielnej, wytwarzającej dużą ilość masy organicznej. Zasobność wód w sole mineralne (Ca, Mg) powoduje także neutralizację kwaśnych produktów rozkładu masy roślinnej. Odczyn torfowisk niskich jest zwykle obojętny lub słabo kwaśny (pH powyżej 5).

W profilach gleb bagiennych torfowych rozróżniamy: warstwę torfogenną, w której kształtuje się rodzaj powstającego torfu, oraz warstwę podścielającą, reprezentującą torf o ukształtowanych właściwościach. Pod torfem zalega mineralne podłoże, ale miąższość torfu może wynosić kilka metrów. Z tych względów jako okrywę glebową na torfowisku traktuje się warstwę miąższości 1,3 m. Zapis profilu glebowego może więc być w przypadku gleb płytkich i średniogłębokich (do 1,3 m) jako *PO-O-D*, a w przypadku głębokich, zbudowanych wyłącznie z torfu jako *PO-O*.

Gleby torfowe torfowisk niskich dzielą się według rodzaju torfu, uzależ-

nionego od składu botanicznego i stopnia rozkładu roślin, z których powstał. Według składu botanicznego zbiorowisk torfotwórczych, wyróżnia się torfowiska i torfy niskie: mechowiskowe, turzycowiskowe, szuwarowe, olesowe*. Opis profilu gleb wytworzonych z torfów torfowisk niskich jest następujący: *POtni-Otni.*

Rodzaj torfu według jego genezy i stopnia rozkładu, wyróżniany w morfologii profilu, jest podstawą charakterystyki warstw przy opisie gleb (np. *PO-OmeR1/-OtuR2*) itp.

Według klasyfikacji siedlisk łąkowych, torfowiska niskie są terenami bielaw i łęgów zastoiskowych. W klasyfikacji leśnej są to olsy.

b. Gleby torfowe torfowisk przejściowych

Jako przejściowe traktuje się torfowiska mezotroficzne o powolnym przepływie wód powierzchniowych i podpowierzchniowych. Mały dopływ wód gruntowych ogranicza neutralizację produktów rozkładu masy roślinnej i prowadzi do zakwaszenia środowiska glebowego (pH 4—5). W zbiorowiskach roślinności torfotwórczej zwiększa się udział gatunków oligotroficznych.

Torf przejściowy występuje zwykle na torfie niskim jako wyraz zubożania siedliska. Często w drodze dalszej ewolucji zostaje on przykryty warstwą torfu wysokiego. W profilu gleb torfowych torfowisk przejściowych wyróżnia się następujące poziomy i warstwy: *POtpr-Otpr* lub *POtpr-Otpr-Otni.*

Według składu botanicznego torfowiska przejściowe i torfy dzieli się na: mszarne przejściowe i brzezinowe.

Gleby torfowe torfowisk przejściowych są zubożałymi bielawami, natomiast w klasyfikacji siedlisk leśnych są to olsy brzezinowe.

c. Gleby torfowe torfowisk wysokich

Cechą zasadniczą gleb torfowych torfowisk wysokich jest silne zakwaszenie środowiska glebowego przez produkty rozkładu masy roślinnej (kwasy organiczne). Odczyn jest kwaśny i silnie kwaśny (pH poniżej 4). Zwykle wiąże się to z zasilaniem torfowiska wodami opadowymi ubogimi w sole mineralne. Dlatego torfowiska wysokie powstają w warunkach przewagi opadów nad ewapotranspiracją, w północnych rejonach globu ziemskiego, w górach oraz na obrzeżach oceanów.

Torfowiska wysokie (5% ogólnej powierzchni torfowisk Polski) powstają w miejscach akumulacji wód ubogich w składniki mineralne, ze względu na charakter zlewni (np. wśród wydm) lub wskutek przerwania kontaktu z zasobną w składniki mineralne wodą gruntową przez nagromadzony pokład torfu. Zakwaszenie środowiska glebowego determinuje charakter zbiorowiska roślinności torfotwórczej, wśród której szczególnego znaczenia nabierają mchy sfagnowe.

* Patrz rozdział: Definicje i symbole poziomów glebowych.

Zapis profilu gleb torfowych torfowisk wysokich jest następujący: *POtwy-Otwy*.

Według składu botanicznego zbiorowisk torfotwórczych, torfowiska i torfy wysokie dzieli się na: mszarne wysokie, wrzosowiskowe, bór-bagnowe.

W klasyfikacji leśnej torfowiska wysokie są siedliskami borów bagiennych. Tereny bezleśne to mszary i wrzosowiska bagienne.

IVB. GLEBY POBAGIENNE

Do tego rzędu należą gleby, które powstają z gleb zabagnionych lub bagiennych po odwodnieniu, przerywającym proces akumulacji materii organicznej i inicjującym fazę decesji. Cechą charakterystyczną gleb tego rzędu jest przeciwstawne do akumulacji zjawisko mineralizacji i ubytku masy organicznej. Zachodzi ono pod wpływem przenikania do porów powierzchniowej warstwy glebowej powietrza, zajmującego miejsce wody odciekającej i wyparowującej w wyniku zmiany warunków wodnych siedliska. Odwodnienie i napowietrzenie powierzchniowej warstwy gleby powoduje wiele przeobrażeń natury fizycznej, chemicznej i biologicznej. Przeobrażenia te składają się na proces murszenia gleb.

Proces ten różnicuje się w zależności od rodzaju organicznego utworu glebowego, w którym zachodzi, powodując z kolei formowanie dwu odmiennych co do charakteru i właściwości typów gleb: 1) gleby murszowe, 2) gleby murszowate.

IVB1. Gleby murszowe

Gleby murszowe powstają z gleb bagiennych. W ich profilu występuje warstwa co najmniej 30 cm miąższości zawierająca powyżej 20% materii organicznej. W przypadku zalegania na powierzchni tej warstwy utworu nieorganicznego zawierającego poniżej 20% części organicznych glebę traktuje się jako organiczną, jeśli miąższość tej warstwy nie przekracza 30 cm. Cechą charakterystyczną gleb murszowych jest rozwój procesu zmieniającego strukturę organicznej masy glebowej w kierunku ziarnistej lub gruzełkowatej, typowej dla murszu. Zaawansowanie tego procesu jest różne, co powoduje potrzebę określania stadium zmurszenia gleby.

Na podstawie stanu przeobrażenia profilu glebowego wyróżnia się gleby słabo zmurszałe (*MI*) (w tym także świeżo odwodnione bez wyraźnie zaznaczonych cech przeobrażenia procesu murszenia), średnio zmurszałe (*MII*) oraz silnie zmurszałe (*MIII*). Ustalenia stadium zmurszenia gleb dokonuje się na podstawie wykształcenia charakterystycznych poziomów *M1* (darniowego), *M2* (poddarniowego) i *M3* (przejściowego). W przypadku zacierania się cech morfologicznych procesu murszenia, przeważnie na skutek uprawy, podstawą określania stopnia zmurszenia jest miąższość warstwy murszowej. Natomiast

podstawą podziału gleb murszowych na podtypy jest rodzaj utworu macierzystego tworzącego profil glebowy. Od rodzaju utworu organicznego zależy bowiem gospodarka wodna w profilu glebowym. To z kolei decyduje o stosunkach powietrzno-wodnych i w pewnym stopniu troficznych (mineralizacja azotu) w korzeniowej warstwie gleby.

Gleby murszowe mają warstwową budowę profilu, w którym jako zdecydowanie różne zaznaczają się warstwy murszowe w stropie i podścielające je z niezmurszałego utworu macierzystego (torfu, mułu, gytii). W obrębie tych warstw występują zróżnicowania, które są podstawą podziału na dalsze jednostki klasyfikacyjne (rodzaje).

Kryterium istotnym przy podziale jest także miąższość warstwy organicznej (łącznie murszowej i niezmurszałej), która, podobnie jak w klasie gleb bagiennych, stanowi podstawę podziału gleb murszowych na płytkie (30—80 cm), średniogłębokie (80—130 cm) i głębokie (ponad 130 cm). Zależnie od głębokości budowa profilu jest następująca: *M—O—D* — gleby murszowe płytkie i średniogłębokie, *M—O* — gleby murszowe głębokie.

W typie gleb murszowych wyróżnia się cztery podtypy: a) gleby torfowo-murszowe, b) gleby mułowo-murszowe, c) gleby gytiowo-murszowe, d) gleby namurszowe.

a. Gleby torfowo-murszowe

Powstają na odwodnionych torfowiskach i istnieją dopóty, dopóki warstwa torfu na skutek mineralizacji nie spłyci się do 30 cm. Przechodzą one wtedy w gleby mineralno-murszowe. Podstawą wydzielenia podtypu gleb torfowo-murszowych jest obecność pod murszem warstwy torfu, którego rodzaj jest kryterium dalszego podziału tych gleb na jednostki (rodzaje) w sposób istotny różnicując warunki siedliskowe. W przypadku gleb płytkich i średniogłębokich ważną rolę w tym podziale odgrywa rodzaj mineralnego podłoża.

Stopień zmurszenia gleby oraz stopień przeobrażenia masy murszowej są wskaźnikami charakteryzującymi warunki wzrostu roślin w warstwie korzeniowej.

Ogólny opis profilu gleby torfowo-murszowej jest następujący: *Mt-Ot* lub *Mt-Ot-D*.

W siedliskach łąkowych gleby te wchodzą w skład odrębnej jednostki jako siedliska murszowe. Pod zbiorowiskami leśnymi gleby torfowo-murszowe wchodzą w skład odwodnionych siedlisk olsowych i olsu jesionowego, lasu mieszanego, boru mieszanego i boru.

b. Gleby mułowo-murszowe

Powstają po odwodnieniu bagiennych gleb mułowych z warstwą mułu o grubości większej od 30 cm. W wyniku postępującej mineralizacji i spłycania się warstwy organicznej, gleby te szybko przechodzą w gleby mineralno-murszowe.

Z tych względów zajmują niewielkie powierzchnie. Często występują w mozaice z murszami wytworzonymi z utworów torfowo-mułowych, które z racji większej miąższości dłużej utrzymują się w odwodnionych dolinach rzecznych.

Zapis profilu gleby mułowo-murszowej jest następujący: *Mm-Om*, częściej *Mm-Om-D*. Pod łąkami gleby te są składnikami łęgów rozlewiskowych murszejących, natomiast w siedliskach leśnych — łęgów jesionowych.

c. Gleby gytiowo-murszowe

Występują w miejscach, gdzie gytia stała się macierzystym utworem glebowym po osuszeniu jezior, a także po zmeliorowaniu bagien, wśród których występują zarośnięte jeziora z cienką warstwą torfu leżącą na gytii. Mursz na powierzchni gleby może powstawać z torfu, mułu lub gytii, głębiej zalega utwór gytiowy.

Cechą charakterystyczną gleb gytiowo-murszowych jest ich podatność na ponowne zabagnianie się, szczególnie gdy utworem macierzystym jest gytia detrytusowa. Dlatego gleby te często występują w mozaice z gytiowo-bagiennymi lub płytkimi glebami torfowo-bagiennymi na gytii.

Zapis profilu gleby jest następujący: *Mgy-Ogy* lub *Mt-Ogy*, rzadziej *Mgy-Ogy-D*.

Gleby te wchodzą w skład siedlisk łąkowych określanych jako murszowo-gytiowiskowe lub w przypadku ponownego zabagnienia jako łęgi zastoiskowe, często w odmianie zaroślowej.

d. Gleby namurszowe

Są to gleby organiczne, w których warstwę powierzchniową, miąższości 10—30 cm, stanowi utwór mineralny lub mineralno-organiczny. Jest to utwór pochodzenia namułowego (aluwialnego lub deluwialnego) albo antropogenicznego (np. skutkiem piaskowania). Głębiej zalega zwykły torf (rzadziej inny utwór organiczny), często z cechami murszenia, szczególnie przy mniejszej miąższości mineralnego nadkładu. Warstwa utworu mineralnego lub mineralno-organicznego o miąższości do 10 cm nie jest podstawą do wyróżniania tych gleb, ponieważ zwykle zostaje szybko eliminowana z profilu na skutek zabiegów uprawowych. Gleby z taką warstwą określa się jako torfowo-murszowe, wykazując jedynie jej obecność w opisie profilu.

Wyodrębnianie gleb namurszowych jako odrębnego podtypu jest uzasadnione ich szczególną wartością rolniczą. Warstwą korzeniową lub uprawną jest w nich mało podatny na przeobrażenia utwór mineralny, a głębiej zalega organiczny utwór (torf) o dużej zdolności nagromadzania wód. Gleby te odznaczają się wysoką produkcyjnością i są stosunkowo łatwe w uprawie. Mineralna warstwa wierzchnia zawiera próchnicę i ma cechy typowe dla próchnicznych gleb mineralnych. Z tych względów określa się ją symbolem *A*. Zapis profilu ma postać: *AO-Mt-Ot* z ewentualnym poziomem *D* w przypadku gleb płytkich i średniogłębokich.

Gleby te wchodzą w skład grądów namurszowych, namywanych lub antropogenicznych.

IVB2. Gleby murszowate

Są to gleby mineralno-organiczne próchniczne, wytworzone z utworów zawierających mniej niż 20% materii organicznej lub z utworu zawierającego jej więcej niż 20%, ale o miąższości mniejszej niż 30 cm. Powstają one w wyniku procesu murszenia zachodzącego w odwodnionych glebach gruntowo-glejowych, zbudowanych w stropie z utworów torfiastych, torfowych lub mułowych, jak również z płytkich gleb torfowych lub mułowych, w których warstwa organiczna na skutek procesu mineralizacji zmniejszyła swą miąższość poniżej 30 cm. Zachodzący w nich proces murszenia przekształca utwory macierzyste: torf, muł i utwór torfiasty w mursz, utwór murszowaty lub murszasty. Mursz tych gleb ma właściwą mu ziarnistą lub gruzełkową strukturę. Domieszka części mineralnych (ilastych) powoduje zmianę struktury od ziarnistej w kierunku gruzełkowej. Utwory murszowate i murszaste różnią się od murszu domieszką masy mineralnej, z reguły bogatej w piasek, co nadaje im specyficzną ciemnoszarą barwę. Wpływa to też na strukturę, która staje się luźniejsza i sypka. Jako murszowate określa się utwory zawierające 10—20% części organicznych, oznaczane symbolem *e*, a jako murszaste — zawierające 3—10% tych części, oznaczane symbolem *i*.

Podobnie jak w murszach zawartość części ilastych w utworach murszowatych i murszastych zmienia ich strukturę z luźnej, drobnoziarnistej w gruzełkowatą. Przy dużej zawartości frakcji ilastej utwory murszaste zatracają cechy murszowatości (zanika rozdział części organicznych od mineralnego piasku) i morfologicznie stają się podobne do czarnych ziem.

Gleby murszowate, zależnie od utworu występującego w stropie profilu, mają następującą budowę profilu: *AOM-A-C* lub *AOM-D* — gleby z utworem organicznym w stropie, *AM-C* — gleby z utworem organiczno-mineralnym lub próchnicznym w stropie.

W typie gleb murszowatych wyróżnia się podtypy: a) gleby mineralno-murszowe, b) gleby murszowate właściwe, c) gleby murszaste.

a. Gleby mineralno-murszowe

Powstają na skutek zmurszenia płytkiego utworu organicznego zalegającego na mineralnym podłożu. Jeśli utworem tym jest torf, to budowa profilu może być dwojaka:

— mursz bezpośrednio na mineralnym podłożu, często oddzielony od niego cienką warstwą utworu ilastego wodnej sedymentacji,

— mursz podścielony utworem organiczno-mineralnym, tworzącym warstwę przejściową powstałą z przeobrażonego utworu torfiastego, ze stopniowym przejściem w mineralne podłoże.

W pierwszym przypadku profil glebowy *AOM-D* lub *AOM-Cn-D* charakteryzuje glebę z dwóch odrębnych utworów, przedzielonych często wkładką ilastą, o bardzo utrudnionej gospodarce wodnej, przeważnie wymagającej agromelioracji.

W przypadku drugim profil *AOM-AM-A-C* wskazuje na stopniowe przejście od utworu organicznego do mineralnego.

Jeśli gleby mineralno-murszowe powstają z mułu, budowa profilu jest następująca: *AOMm-AMm-A-C*. Może tu również występować warstwowanie, szczególnie w poziomach *A-C*, spowodowane sedymentacją namułów.

Gleby mineralno-murszowe spotyka się także na kredzie jeziornej. Są to gleby specyficzne, co powinno być uwzględniane w zapisie budowy ich profilu następująco: *AOM-Dca*.

Gleby mineralno-murszowe są typowe dla siedlisk łąkowych. W lasach występują po odwodnieniu siedlisk bardzo wilgotnych, związanych z zatorfionymi glebami gruntowo-glejowymi.

b. Gleby murszowate właściwe

Powstają z murszejących utworów torfiastych. Torfowa materia organiczna tych utworów po odwodnieniu wydziela się z masy mineralnej w formie drobnych, łatwo wysychających cząstek. Zachodzi to tym łatwiej, im mniej jest w mineralnym utworze części ilastych, które tworzą z humusem połączenia organiczno-mineralne nadające masie glebowej jednolity charakter. Stąd duże zróżnicowanie w charakterze gleb murszowatych warunkowane składem granulometrycznym macierzystego utworu mineralnego. Istotną rolę odgrywa też jakość humusu. Jeśli powstaje on z rozkładu świeżej masy roślinnej, co jest typowe dla gleb w uprawie polowej, to utwory murszowate są bardziej jednolite, próchniczne. Pod darnią, szczególnie ubogich zbiorowisk roślinnych (brak nawożenia, przesychanie), utwór murszowaty jest rozdzielnoziarnisty i składa się z części mineralnych i organicznych.

Profil tych gleb składa się z poziomów: *AM-AC-C*.

Na glebach murszowatych występują grądy właściwe.

c. Gleby murszaste

Są dalszym etapem rozwoju gleb murszowatych w fazie decesji. Powstają po zmniejszeniu się w utworze glebowym zawartości masy organicznej wskutek jej mineralizacji. Zawierają one 3 – 10% materii organicznej, która zachowuje cechy murszu, tzn. nie tworzy kompleksowych połączeń z mineralnymi składnikami gleby. Profil glebowy *A(M)-AC-C* wskazuje na zmniejszającą się rolę murszowej materii organicznej w jego budowie.

Gleby murszaste, podobnie jak murszowate, występują na grądach właściwych.

V. GLEBY NAPŁYWOWE

Powstawanie gleb napływowych jest związane z erozyjno-sedymentacyjną działalnością wód powierzchniowych. Są to z reguły utwory mineralne, rzadziej organiczne.

Oprócz materiału przynoszonego do dolin ze spływami powierzchniowymi, wody rzeczne transportują także materiał rozmyty w wyniku erozji bocznej i dennej nurtu rzecznego, który ciągle zmienia się na skutek zjawisk związanych z przepływem w korycie rzecznym.

Zależnie od rodzaju zlewni dominuje jedno z dwóch wymienionych źródeł pochodzenia namułów materiału rzecznego. W zlewniach o przewadze utworów zwięzłych, o małym współczynniku infiltracji, do dolin i cieków trafia dużo drobnej zawiesiny ze spływów powierzchniowych. Powstają utwory zwięzłe, często ilaste, zasobne w części spławialne. W zlewniach tego rodzaju spływy powierzchniowe bywają zasobne w łatwo wymywalny węglan wapnia (zlewnie lessowe, rędzinowe). Związek ten osadza się wraz z sedymentami powodując występowanie w dolinach namułów węglanowych.

W zlewniach o przewadze utworów lekkich spływy powierzchniowe są niewielkie, gdyż łatwo infiltrują i przechodzą w odpływ gruntowy. Do rzek trafia bardzo mało materiału ze zmywów powierzchniowych. Głównym źródłem niesionych sedymentów jest materiał z erozji rzecznej. Ze względu na to, że doliny niżowe uformowane są w utworach fluwio-glacjalnych, przeważnie piaskowych, namuły z tego źródła składają się z piasku z małym udziałem pyłu.

Osadzane przez wodę namuły bezpośrednio ze zmywów deluwialnych względnie przesegregowane przez wody rzeczne jako utwory aluwialne są utworami macierzystymi gleb napływowych. Inny rodzaj utworu macierzystego gleb w tym dziale to namuły morskie osadzane w zatokach i na pobrzeżach morskich, które w rezultacie odwodnienia terenu przekształcają się w gleby.

W dziale gleb napływowych wyróżnia się dwa rzędy: VA. Gleby aluwialne, VB. Gleby deluwialne.

VA. GLEBY ALUWIALNE

W tym rzędzie wyróżnia się dwa typy: 1) mady rzeczne, 2) mady morskie.

VA1. Mady rzeczne

Powstawanie mad jest kolejnym etapem rozwoju doliny rzecznej związanym z ilością i energią przepływu wody w rzece oraz z czasem trwania zalewu powierzchniowego, jak również z wahaniami poziomu wody gruntowej. W zależności od przewagi jednego z tych czynników w dolinie rzecznej przebiegają etapy rozwoju od torfowego (zatorfienia) przez mułowy do madowego.

Akumulacja utworów aluwialnych wiąże się z dużą ilością i energią przepływu wód powierzchniowych w dolinie oraz ze znacznym (do 4—5 m) wahaniem poziomu wód gruntowych. Znaczne obniżenie lustra wody gruntowej jest przyczyną okresowego przesychania siedlisk i silnej aeracji gleby, potęgującego mineralizację materii organicznej. Zmniejsza to ilość gromadzonej masy organicznej w madach. Jeśli ta akumulacja występuje w fazie dużego zabagnienia doliny, to w miarę rozwijania się etapu madowego i związanego z nim napowietrzenia gleby, mineralizacja zmniejsza zawartość masy organicznej w madach do kilku procent. Typowym układem warstw w profilu jest *A-C* lub *A-C-D* w przypadku mad płytkich.

Ze względu na stopień wykształcenia profilu glebowego i zawartość masy organicznej wyróżnia się trzy podtypy mad rzecznych: a) mady rzeczne właściwe, b) mady rzeczne próchniczne, c) mady rzeczne brunatne.

a. Mady rzeczne właściwe

Wszystkie mady mają warstwową budowę profilu. Osadzane namuły w fazie ich akumulacji są glebą, czyli środowiskiem rozwoju roślin i mikroorganizmów. Ich przeobrażenia zależą od tempa wzrostu masy organicznej, jej składu i tempa mineralizacji. Akumulacja materii jest uzależniona od stanu zabagnienia siedliska. Mada rzeczna, zależnie od tempa i wahań poziomu wody gruntowej, ulega w różnym stanie oglejeniu, które może nawet w ogóle nie wystąpić (np. mady bardzo lekkie, silnie przemywane przez rzekę). Wraz ze wzrostem zawartości części spławialnych w namułach nasila się oglejenie, jak też gromadzenie masy organicznej.

Budowa profilu tych gleb najczęściej przedstawia się następująco: *A-AC-G* lub *DG*, przy braku oglejenia w siedliskach zdrenowanych poziomy głębiej leżące będą należały do *C* lub *D*.

Mady rzeczne właściwe stanowią w klasyfikacji siedlisk łąkowych łęgi właściwe. W fazie rozwojowej nie są przeważnie siedliskami leśnymi ze względu na spływ lodów eliminujących tego typu zbiorowiska roślinne. Mogą natomiast być silnie zadrzewione jako łęgi łozowe, które w miarę ograniczenia zalewów przechodzą w łęgi jeziorowe lub inne.

Po odwodnieniu i po obwałowaniu mady te są użytkowane jako grunty orne, których wartość rolnicza (klasa bonitacyjna) jest uzależniona od składu granulometrycznego oraz miąższości warstwy namułowej.

b. Mady rzeczne próchniczne

Mady próchniczne w poziomie *A* zawierają ponad 3% materii organicznej. Powstają one w siedliskach silnie wilgotnych, przeważnie z namułów o znacznej zawartości części pyłowych i spławialnych, akumulowanych w obniżeniach terenu. Czynniki te sprzyjają akumulacji masy organicznej, która nadaje tym glebom gruzełkowatą strukturę. Do mad próchnicznych zalicza się gleby

wytworzone z namułów zawierających do 10% masy organicznej, przy miąższości warstwy tych utworów do 30 cm. Jeśli gleba ta zawiera 10–20% materii organicznej, zalicza się ją do torfiastej lub murszowatej na utworze aluwialnym, zależnie od przebiegającego procesu. Gleby powstające na namułach, zawierające powyżej 20% części organicznych w *A*, określa się jako mułowe. Tak więc mady próchniczne stanowią ogniwo przejściowe od gleb namułowych mineralnych do gleb mineralno-organicznych na namułach.

Ich układ warstw i poziomów w profilu: *A-AC-CG* lub *DG*.

Podobnie jak mady rzeczne właściwe są to gleby siedlisk łąkowych określanych jako łęgi właściwe, wariant bardziej wilgotny w fazie akumulacji. Po odwodnieniu pozostają użytkami zielonymi łęgowymi, a najczęściej są użytkami ornymi.

c. Mady rzeczne brunatne

Gleby te powstają w odwodnionych częściach dolin rzecznych na skutek melioracji lub naturalnego odwodnienia (pogłębiającego się koryta rzeki). Częściowo zaznacza się w nich zubożenie materii organicznej lub wyługowanie zasad z powierzchniowej warstwy profilu. Przeobrażenia te przebiegają odwrotnie proporcjonalnie do zawartości części spławialnych. Najwyraźniej zaznacza się to w madach wytworzonych z utworów lekkich (piasków), w których może mieć miejsce proces degradacji gleby, szczególnie w przypadku rozwoju roślinności sprzyjającej zakwaszeniu środowiska glebowego (bliźniaczyska, wrzosowiska). Mady brunatne wykształcone z utworów średniozwięzłych i zwięzłych, szczególnie użytkowane jako grunty orne, stanowią siedliska o wysokiej bonitacji.

Budowa profilu glebowego jest następująca: *A-Bbr-C*. Są to łęgi zgrądowiałe typowe na madach średnie i ciężkie lub zubożałe na madach lekkich, okresowo przesychających.

VA2. Mady morskie

Ten typ mad występuje na bardzo niewielkich obszarach wzdłuż wybrzeża, na terenach polderu żuławskiego, obejmującego część Zalewu Wiślanego. Powstają one z osadów morskich, przeważnie warstwowych, o specyficznym składzie kompleksu sorpcyjnego, wysyconego jonami Ca i Na. Ma to wpływ na właściwości fizyczne tych gleb. Ze względu na małą powierzchnię i słabo poznane ich właściwości, nie wydziela się podtypów mad morskich.

VB. GLEBY DELUWIALNE

Zalicza się do nich gleby występujące w małych dolinach lub na obrzeżach dolin większych, powstałe z namułów osadzonych przez wodę powierzchniową na mineralnym podłożu lub na torfie stanowiącym dno nie zalewanej doliny (*A-C-D*).

Miąższość deluwiów musi wynosić co najmniej 30 cm. Namuły deluwialne są mniej przesegregowane przez wodę niż aluwia. Mniej wyraźnie też zaznacza się warstwowanie ich profilu. Gleby napływowe deluwialne powstają zwykle w sąsiedztwie pól ornych, z których spływy wynoszą materiał mineralny, zatrzymywany na terenach zadarnionych. Są to gleby stosunkowo młode, swą genezą związane z uprawą pól. Akumulacja najczęściej zachodzi tu pod wpływem rozwoju procesu darniowego, co powoduje gromadzenie znacznych ilości materii organicznej i wzrost wilgotności. Odkładanie się namułów deluwialnych w dolinach występuje także w wyniku erozji liniowej w terenach silnie urzeźbionych o glebach podatnych na to zjawisko (np. lessowych).

W rzędzie gleb deluwialnych wyróżnia się typ gleb deluwialnych, w którym wydzielono trzy podtypy: a) gleby deluwialne właściwe, b) gleby deluwialne próchniczne, c) gleby deluwialne brunatne.

a. Gleby deluwialne właściwe

Występują w miejscach akumulacji namułów deluwialnych przeobrażonych w glebę przez procesy darniowe, przy umiarkowanej wilgotności i związanych z tym zbiorowisk trawiasto-zielnych. Są to w klasyfikacji siedlisk łąkowych typowe grądy popławne. Gleby te są przeważnie płytkie, o warstwie namułów miąższości najczęściej 30—40 cm. Namuły o miąższości większej, nawet ponad 1 m, występują często u wylotu wąwozów w dolinie w postaci stożków napływowych. Układ poziomów jest następujący: *A-C-D*.

b. Gleby deluwialne próchniczne

Powstają w siedliskach silnie wilgotnych, zwykle z wysiąkami wód gruntowych, co ujawnia się obecnością gatunków bagiennych w zbiorowiskach roślinnych grądów popławnych zabagnionych. Wysoka wilgotność sprzyja akumulacji materii organicznej pochodzenia darniowego (5—10%), która przy większej zawartości (powyżej 10%) często nabiera charakteru torfiastej. W profilu występuje oglejenie.

W zależności od stanu zabagnienia gleby deluwialne próchniczne mogą mieć układ poziomów od *A-C-G* do *At-A-G*. Przy dalszym rozwoju procesu zabagnienia powstają gleby torfowo-glejowe na namułach deluwialnych.

c. Gleby deluwialne brunatne

Powstają w warunkach odwodnienia siedlisk, np. na skutek melioracji (drenowania). Powoduje to zmniejszenie się ilości materii organicznej w poziomie *A* podlegającej wzmożonej mineralizacji, jak również stopniowy rozwój poziomu *Bbr*. Poziomowa budowa profilu jest następująca: *A-Bbr-C-D*. W klasyfikacji siedlisk łąkowych są to grądy popławne typowe. W przypadku prze-

obrażania się po odwodnieniu gleb napływowych uprzednio zabagnionych i wysoko próchnicznych może w poziomie *A* występować utwór murszasty lub murszowaty.

VI. GLEBY SŁONE

VIA. GLEBY SŁONO-SODOWE

Gleby słone do głębokości 100 cm mają warstwy zawierające nadmiar soli bardziej rozpuszczalnych w zimnej wodzie niż gips; miąższość tych warstw musi być większa niż 15 cm, a zawartość rozpuszczalnych soli – większa niż 0,2% ($EC_e > 4$ dS·m^{-1}, 25°C). Często gleby te mają poziom salic (iloczyn miąższości tego poziomu w cm i % soli w nim zawartych jest większy niż 60 cm%). Wraz z zasalaniem gleb solami sodowymi powiększa się w ich kompleksie sorpcyjnym udział sodu wymiennego. Zasolenie gleb ogranicza wzrost roślin, a nadmiar sodu wymiennego psuje strukturę gleb. Gleby słone, występujące na obszarach naszego kraju, ukształtowały się pod wpływem słonych wód morskich lub solanek, a niekiedy wskutek zanieczyszczeń przemysłowych. Gleby te występują zatem na wybrzeżu Bałtyku, wzdłuż Wału Kujawsko-Pomorskiego oraz na obszarze występowania gipsów, którym towarzyszą liczne słone źródła siarczanowe. Gleby słone, powstałe wskutek zanieczyszczeń przemysłowych, występują w większych płatach w Rybnickim Okręgu Przemysłowym przy brzegach rzek odprowadzających słone wody dołowe z kopalń, a także w okolicach Mątw koło Inowrocławia. Omawiane gleby słone zawdzięczają swoje istnienie nie warunkom hydrologiczno-klimatycznym, lecz stałemu ich zasalaniu przez wody słone. W rzędzie gleb słonych na obszarach Polski można wyodrębnić trzy typy: 1) sołonczaki, 2) gleby sołonczakowate, 3) sołońce.

VIA1. Sołonczaki

Sołonczaki są glebami słonymi, w których profilu do głębokości 100 cm występuje poziom słony (salic) miąższości większej niż 15 cm, który zawiera więcej niż 2% soli rozpuszczalnych w wodzie. W kompleksie sorpcyjnym tych gleb udział sodu wymiennego jest mniejszy niż 15%. W obrębie sołonczaków można wydzielić dwa podtypy: a) sołonczaki powierzchniowe, b) sołonczaki wewnętrzne.

a. Sołonczaki powierzchniowe

Sołonczaki powierzchniowe są glebami zwykle silnie zasolonymi w całym profilu. Cechą charakterystyczną tych gleb są białe naloty soli na powierzchni, a niekiedy cienkie powyginane płytki chlorku lub siarczanu sodu. Budowa ich

profilu jest następująca: *Asa-Aasa-Bcnsa/g/-Csa,gg*. Występują najczęściej w pobliżu solanek lub zakładów przemysłowych, stąd też najsilniej są zasolone w warstwach powierzchniowych i w miarę głębokości zawartość soli maleje. Po 2—3 dniach na odsłoniętych ściankach profilu występują białe naloty soli. Sól często spotykamy w postaci kryształków w całym profilu.

b. Sołonczaki wewnętrzne

Sołonczaki wewnętrzne, zwane niekiedy sołonczakami głęboko zasolonymi, są glebami obecnie uprawianymi, z których nadmiar soli został wypłukany do głębszych warstw profilu. Zwykle mają następującą budowę profilu: *Ap-Bcnsa-Csa/gg/ca*. Stanowią one przejściowe ogniwo w systematyce, łączące gleby słone z glebami innych klas i typów. Najczęściej po wypłukaniu soli i zniszczeniu poziomu salic zalicza się je do innych typów glebowych.

W zależności od warunków hydrologicznych i składu chemicznego wód podziemnych, w obrębie wymienionych podtypów sołonczaków można wyróżnić: siarczanowo-chlorkowe, chlorkowo-siarczanowe, siarczanowe, siarczanowo-sodowe i sodowe.

VIA2. Gleby sołonczakowate

Gleby sołonczakowate w strefie korzeniowej (do głębokości 1,0 m) zawierają znaczne ilości (0,5—1,5%) soli łatwo rozpuszczalnych. Są one podobne do sołonczaków wewnętrznych, ale w przeciwieństwie do nich nie mają poziomu salic.

W kompleksie sorpcyjnym tych gleb udział sodu wymiennego jest mniejszy niż 15%; jednakże w porównaniu z sołonczakami udział ten jest nieco większy.

W glebach tych obserwujemy duże wahania sezonowe zawartości soli rozpuszczalnych; na ogół w okresach, gdy ilość opadów znacznie przewyższa parowanie (późna jesień, zima, wczesna wiosna) wierzchnie poziomy tych gleb ulegają odsoleniu, a w sytuacji odwrotnej — z powrotem ulegają zasoleniu. Budowę profilu mają podobną do wielu typów glebowych, np. czarnych ziem, gleb murszowatych, mad, gleb torfowych, gleb torfowo-murszowych i innych. Po wypłukaniu soli są one zaliczane do gleb przytoczonych typów.

VIA3. Sołońce

Sołońce należą do gleb sodowych (alkalicznych). Wśród kationów wymiennych sód wysyca kompleks sorpcyjny tych gleb w ponad 15%, a zawartość soli rozpuszczalnych jest na ogół mniejsza niż w sołonczakach. Wykazują one dużą dyspersję frakcji ilastej, dużą lepkość gdy są mokre i znaczny stopień zbitości w stanie suchym. Poniżej poziomu próchnicznego lub uprawnego ich struktura jest zwykle grubopryzmatyczna w poziomie natric. W obrębie tego typu gleb wydziela się dwa podtypy: a) sołońce typowe, b) sołońce sołonczakowate.

a. Sołońce typowe

Sołońce typowe należą do gleb sodowych. Mają one kompleks sorpcyjny w poziomie natric lub w jakiejkolwiek warstwie do głębokości 100 cm, wysycony sodem wymiennym w ponad 15% i zawierają w całym profilu do głębokości 100 cm mniej niż 0,2% (< 4 dS m^{-1}, 25°C) soli rozpuszczalnych. Ich profil ma następującą budowę: *A-/AE/-Bna-Cnasa.* Ponadto mogą mieć one budowę profilu zbliżoną do czarnych ziem, gleb płowych, gleb glejowych, mad, a nawet do gleb organicznych. Ich cechą wyróżniającą jest duży udział sodu w kompleksie sorpcyjnym i brak zasolenia w całym profilu.

b. Sołońce sołonczakowate

Sołońce sołonczakowate należą do gleb słono-sodowych. Mają one kompleks sorpcyjny w poziomie natric lub w jakiejkolwiek warstwie do głębokości 100 cm, wysycony sodem wymiennym w ponad 15% i w jakiejś warstwie do wspomnianej głębokości zawierają od 0,2 do 2,0% soli rozpuszczalnych. Budowa ich profilu jest następująca *A/na/-Bnasa-Csanagg.* Po wypłukaniu soli rozpuszczalnych można je zaliczyć do podtypu sołońców typowych.

VII. GLEBY ANTROPOGENICZNE

Gleby antropogeniczne tworzą się pod wpływem mniej lub bardziej intensywnej działalności człowieka. Są one na ogół typologicznie przeobrażone. Przeobrażenia idące w kierunku dodatnim prowadzą do wydzielenia rzędu gleb kulturoziemnych, a w kierunku ujemnym — rzędu gleb urbano- i industrioziemnych. Stopień rozwoju procesu glebowego w poszczególnych rzędach jest bardzo różny i uwarunkowany przede wszystkim działalnością człowieka, a nie naturalnym układem czynników środowiska geograficznego.

Typ gleby w dziale gleb antropogenicznych wyraża pewną fazę zachowanych cech dawnych procesów glebotwórczych oraz nietrwałą fazę rozwoju przekształceń, nasilających się lub malejących pod wpływem działania człowieka. Wydzielone typy charakteryzuje różna miąższość profilu, często brak niektórych poziomów genetycznych, lub występowanie nowych poziomów. Są one w różnym stopniu przekształcone biofizykochemicznie i hydrologicznie w wyniku gospodarki komunalnej i przemysłu.

W dziale gleb antropologicznych wyróżniono dwa rzędy: VII A. Gleby kulturoziemne, VII B. Gleby industrio- i urbanoziemne.

VIIA. GLEBY KULTUROZIEMNE

Do gleb kulturoziemnych zaliczamy gleby typologiczne przeobrażone pod wpływem intensywnej gospodarki i wysokiej kultury rolnej. Poziom akumulacyjny tych gleb osiąga miąższość 40–60 cm i ma charakter antropogeniczny (poziom diagnostyczny anthropic).

Racjonalna uprawa gleby, intensywne nawożenie organiczne i mineralne może przekształcić profil glebowy tak silnie, że pierwotne poziomy lub warstwy – zwłaszcza powierzchniowe – ulegają całkowitemu przeobrażeniu. Gleba nabiera nowych właściwości biofizykochemicznych, wyjątkowo korzystnych z punktu widzenia żyzności i produkcyjności.

Przykładem kulturoziemów są gleby ogródków działkowych lub gleby poklasztorne, gdzie człowiek poprzez wieloletnie intensywne nawożenie organiczne (komposty, torf itp.) i mineralne bądź głęboką uprawę mechaniczną przekształcił warstwę uprawną tak silnie, że jedynie poniżej poziomu *A* został zachowany naturalny układ poziomów genetycznych.

Stosowane zabiegi agrotechniczne (uprawa, nawożenie itp.) zmieniają właściwości gleby, jak kwasowość, zawartość składników mineralnych, oraz wpływają na ilość i jakość próchnicy, na pojemność sorpcyjną, zawartość fosforu itp.

W rzędzie gleb kulturoziemnych wyróżniono 2 typy: 1) hortisole, 2) rigosole.

VIIA1. Hortisole

Hortisole, albo gleby ogrodowe, są typologicznie przeobrażone, o głębokim poziomie akumulacyjnym. Duża ilość materii organicznej i jej jakość zbliża je do gleb czarnoziemnych. Poziom akumulacyjny hortisoli zalega na glebie wyjściowej, która została przeobrażona pod wpływem zabiegów agrotechnicznych lub agromelioracyjnych. Przeobrażony w ten sposób profil glebowy upodabnia hortisole do gleb czarnoziemnych (czarnoziemów antropogenicznych lub czarnych ziem antropogenicznych).

VIIA2. Rigosole

Rigosole (albo gleby regulówkowe) są glebami typologicznie przeobrażonymi wskutek regulówki lub głębokiej uprawy mechanicznej bądź wprowadzenia warstw obcego materiału do profilu glebowego. Zabiegi te w sposób istotny zmieniły właściwości morfologiczne i biofizykochemiczne wyjściowego profilu gleby. Pierwotne następstwo poziomów uległo zniekształceniu lub przeobrażeniu pod wpływem świadomej działalności człowieka.

VIIB. GLEBY INDUSTRIO- I URBANOZIEMNE

Industrio- i urbanoziemy obejmują utwory glebowe przeobrażone w wyniku oddziaływania zabudowy przemysłowej i komunalnej, przemysłu, a w szczególności górnictwa głębinowego i odkrywkowego. Pod wpływem wymienionych

czynników zachodzą zasadnicze zmiany naturalnych właściwości morfologicznych, fizycznych i chemicznych, które doprowadzają do zaburzenia układów biologicznych w glebie, a w konsekwencji do zniekształceń i dewastacji.

Do wymienionego rzędu zaliczamy także gleby, które zostały mechanicznie lub hydrologicznie zniszczone lub zapylone w takim stopniu, że zmieniło to trwałe układy biofizykochemiczne profilów glebowych. Zmiany te mogą być wywołane oddziaływaniem bezpośrednim lub pośrednim przemysłu i urbanizacji na gleby.

Skutkami bezpośredniego oddziaływania przemysłu, a zwłaszcza górnictwa, na gleby, są ciągłe lub nieciągłe deformacje powierzchni, powodujące w większości przypadków niekorzystne zmiany stosunków wodnych gleb, obok mechanicznego uszkodzenia ich profilów. Deformacje powierzchni powstają wskutek podziemnej eksploatacji skał użytecznych i górniczych robót przygotowawczych. Rezultatem bezpośredniego oddziaływania przemysłu i zabudowy komunalnej jest tworzenie się gleb mechanicznie zniekształconych. Pośrednie oddziaływanie przemysłu na otaczające gleby znajduje swój wyraz w zmianach chemicznych właściwości gleb oraz w zmianach hydrologicznych w profilach glebowych. Szczególnie istotny jest proces degradacji gleb wskutek przemysłowego zanieczyszczenia atmosfery, które nie powoduje wprawdzie widocznych zmian morfologicznych w profilu glebowym, lecz wywołuje zmiany we właściwościach, które można stwierdzić w toku analiz chemicznych materiału glebowego. Najczęściej można zaobserwować spadek plonów, występowanie chorób roślin, a nawet zanieczyszczenie roślinności wyższej lub zmiany powierzchni w nieużytek wskutek zapylania gleby.

Przy klasyfikacji stopnia degradacji gleb jako skutku emisji należy się oprzeć na obowiązujących aktualnie podziałach na strefy zagrożeń.

Szczególnie duże obszary gleb industrioziemnych występują w okręgach przemysłowych, np. GOP, CzOP, ROW, gdzie zajmują one po kilkadziesiąt tysięcy hektarów. Mniejsze obszary tych utworów glebowych spotkać można w rejonie odkrywkowych kopalń surowców mineralnych lub pojedynczych zakładów przemysłowych, często przy dużych miastach.

Urbanoziemy występują na obszarach dużych aglomeracji miejskich, a ich przemiany są głównie związane z przekształceniami chemicznymi, takimi jak: zasolenie, zakwaszenie, alkalizacja czy nagromadzenie metali ciężkich.

Ponadto gleby skażone przez gazy spalinowe, pyły oraz cząstki materiału drogowego występują nieraz wzdłuż szlaków komunikacyjnych w pasie od kilku do kilkudziesięciu metrów. Zachodzi w nich głównie nagromadzenie metali ciężkich, choć zachowują cechy morfologiczne gleb nie zanieczyszczonych.

Wśród tego rzędu, obok profilów o zachowanych cechach morfologicznych (przy których należy podkreślić rodzaj przekształceń), wyróżniono 4 typy: 1) gleby o nie wykształconym profilu antropogeniczne, 2) gleby próchniczne antropogeniczne, 3) pararędziny antropogeniczne, 4) gleby słone antropogeniczne.

VIIB1. Gleby antropogeniczne o nie wykształconym profilu

Są to gleby powstające współcześnie, nie wykazujące morfologicznie poziomów genetycznych. Tworzą się one z materiału mineralnego nasypów, wyrobisk, zwałowisk i skarp. Mieszczą się tu również gleby głęboko przekopane i przemieszane.

VIIB2. Gleby antropogeniczne próchniczne

Są to gleby w dziale gleb antropogenicznych, których przeobrażenia są związane ściśle z działalnością człowieka. Występują one głównie na obszarach aglomeracji miejskich i zostają przeobrażone w wyniku oddziaływania zabudowy przemysłowej i komunalnej oraz przemysłu. Najczęściej, mimo dużej warstwy próchnicznej, są one przekształcone mechanicznie, chemicznie lub hydrologicznie. Niekiedy mogą się nakładać 2 typy przekształceń lub więcej.

VIIB3. Pararędziny antropogeniczne

Pararędziny antropogeniczne są to gleby, w których od powierzchni występuje bardzo duże nagromadzenie węglanu wapnia w wyniku działalności człowieka. Zawartość węglanów wynosi co najmniej 5% w warstwie powierzchniowej (w większości przypadków waha się od 10 do 20%) i zmniejsza się, a nawet niekiedy zanika w głąb profilu. Cechą charakterystyczną tych gleb na obszarach dużych aglomeracji miejskich jest nagromadzenie gruzu lub pyłu wapiennego, który bardzo powoli ulega rozkładowi. Gruz wapienny jest często przemieszany z miąższą warstwą próchniczną. Natomiast na obszarach górniczych pararędziny tworzą się ze skał klastycznych luźnych, które ulegają silnemu zanieczyszczeniu odłamkami skał węglanowych lub siarczanowych wydobywanych z kopalń. Wtedy są to gleby płytkie z często słabo wykształconym poziomem *A*.

VIIB4. Gleby antropogeniczne słone

Gleby słone (zasolone) antropogeniczne powstają w aglomeracjach miejskich na skutek stosowania soli do zwalczania gołoledzi i odśnieżania ulic, jak również wskutek zanieczyszczeń przemysłowych. Powstają one w wyniku stałego zasilania przez roztwory soli. Glebami antropogenicznymi zasolonymi określa się więc te gleby, w których do głębokości 125 cm występuje poziom słony o miąższości większej niż 15 cm. Poziom ten powinien zawierać mniej niż 2% soli rozpuszczalnych w wodzie.

Gleby zasolone rzędu urbano- i industrioziemów wykazują cechy typowe dla gleb słonych, nie można jednak ich utożsamiać z glebami stref suchych. Po usunięciu czynnika zasalającego gleby te ulegają dość szybko odsoleniu.

Tabela 1

Systematyka gleb Polski oraz określenie jednostek glebowych według Soil Taxonomy (1975)
Systematics of Polish soils and correlation of soil units according to the Soil Taxonomy (1975)

Dział i rząd Division and order	Typ — Type	Podtyp — Subtype	Jednostki glebowe wg Soil Taxonomy — 1975 Soil units according to the Soil Taxonomy (1975)
1	2	3	4
I. Gleby litogeniczne Lithogenic soils	IA1. Gleby inicjalne skaliste (litosole) Initial rocky soils (lithosols)	a) erozyjne — eroded b) poligonalne (strukturowe) polygonal (structural)	*Lithic Udorthents* *Lithic Cryorthents*
IA. Gleby mineralne bezwęglanowe słabo wykształcone Noncarbonate soils, weakly developed	IA2. Gleby inicjalne luźne (regosole) Initial loose soils (regosols)	a) erozyjne — eroded b) eoliczne — eolic	*Lithic Udorthents* *Typic Udorthents* *Typic Udipsaments*
	IA3. Gleby inicjalne ilaste (pelosole) Initial clay soils (pelosols)	a) erozyjne — eroded b) deluwialne — deluvial	*Typic Udorthents* *Typic Udifluvents*
	IA4. Gleby bezwęglanowe słabo wykształcone ze skał masywnych (rankery) Noncalcareous soils weakly developed from solid rocks (rankers)	a) właściwe — proper b) brunatne — brown c) bielicowane — podzolized	*Lithic Haplumbrepts* *Lithic Dystrochrepts* *Lithic Ruptio-Spodio Dystochrepts*
	IA5. Gleby słabo wykształcone ze skał luźnych (arenosole) Soils weakly developed from loose materials (arenosols)	a) właściwe — proper	*Typic Udipsaments*

cd. Tabeli 1
continued

1	2	3	4
IB. Gleby wapniowcowe o różnym stopniu rozwoju Lithogenic calcareous soils with different development degree	IB1. Rędziny — Rendzinas	a) inicjalne — initial	*Lithic Rendolls*
		b) właściwe — proper	*Entic Rendolls*
		c) czarnoziemne — chernozemic	*Typic Rendolls*
		d) brunatne — brown	*Eutrochreptic Rendolls* *Rendollic Eutrochrepts*
		e) próchniczne górskie mountain humous	*Typic Rendolls*
		f) butwinowe górskie mountain raw humous	(*Lithic Rendolls, Eutrochreptic Rendolls*)
	IB2. Pararędziny Pararendzinas	a) inicjalne — initial	*Typic Udorthents*
		b) właściwe — proper	*Rendollic Eutrochrepts*
		c) brunatne — brown	*Typic Eutrochrepts*
II. Gleby autogeniczne Autogenic soils	IIA1. Czarnoziemy — Chernozems	a) niezdegradowane nondegraded	*Entic Hapludolls*
IIA. Gleby czarnoziemne Chernozemic soils		b) zdegradowane degraded	*Typic Hapludolls*
IIB. Gleby brunatnoziemne Brown forest soils	IIB1. Gleby brunatne właściwe Brown soils	a) typowe — typical	*Typic Eutrochrepts*
		b) szarobrunatne grey-brown	*Typic Hapludolls*
		c) brunatne oglejone gleyed brown	*Eutrochrepts: Aquic,* *Aquic Dystric*
		d) brunatne wyługowane leached brown	*Eutrochrepts: Dystric,* *Ruptic-Alfic*
	IIB2. Gleby brunatne kwaśne Acid brown soils	a) typowe — typical	*Dystrochrepts: Typic,* *Umbric, Typic Haplumbrepts*
		b) bielicowane — podzolized	*Ruptic-Spodic Dystrochrepts*
		c) oglejone — gleyed	*Aquic Dystrochrepts*

cd. Tabeli 1
continued

1	2	3	4
	IIB3. Gleby płowe Soils lessivés	a) typowe – typical	*Hapludalfs: Typic, Arenic, Mollic, Psammontic, Ultic*
		b) zbrunatniałe – browned	*Arenic Hapludalfs*
		c) bielicowane – podzolized	*Ferrudalfs: Typic, Aquic*
		d) opadowo-glejowe pseudogley	*Albaqualfs: Typic,* *Aeric (Arenic Albaqualfs)*
		e) gruntowo-glejowe gleyed	*Ochraqualfs: Aeric, Arenic,* *Aquic Glossudalfs, Aquic Hapludalfs*
		f) z poziomem agric with the agric horizon	*Agrudalfs*
		g) zaciekowe (glossic) glossic	*Glossudalfs, Glossorboric Hapludalfs*
IIC. Gleby bielicoziemne Podzol soils	IIC1. Gleby rdzawe Rusty soils	a) właściwe – proper	*Typic Udipsamments, Arents*
		b) brunatno-rdzawe brownish	*Typic Udipsamments*
		c) bielicowo-rdzawe – podzolized	*Spodic Udipsamments*
	IIC2. Gleby bielicowe Podzol soils	a) właściwe – proper	*Haplohumods, Haplorthods, Ferrods*
	IIC3. Bielice – Podzols	nie ma podziału na podtypy, lecz na odmiany morfologiczne	*Haplohumods, Haplorthods, Ferrods*
III. Gleby semihydrogeniczne Semi-hydrogenic soils	IIIA1. Gleby glejobielicowe Gley-podzol soils	a) właściwe – proper	*Haplorthods Aquentic, Aquic*
		b) murszaste – mucky	*Haplorthods Humic*
		c) torfiaste – peaty	
IIIA. Gleby glejo-bielico-ziemne Gley-podzol soils	IIIA2. Glejobielice Gley-podzols	a) właściwe – proper	*Haploquods*

cd. Tabeli 1
continued

1	2	3	4
IIIB. Czarne ziemie Black earths	IIIB1. Czarne ziemie Black earths	a) glejowe – gleyed b) właściwe – proper c) zbrunatniałe – browned d) wyługowane – leached e) zdegradowane (szare) degraded (grey) f) murszaste – mucky	*Typic Haplaquolls, Argiaquolls* *Haplaquolls: Typic, Cumulic,* *Typic Calciaquolls* *Aeric Calciaquolls* *Typic Haplaquolls* *Argiaquolls: Typic,* *Abruptic, Arenic (Vertic)* *Histic Haplaquolls*
IIIC. Gleby zabagniane Bogged soils	IIIC1. Gleby opadowo-glejowe (pseudoglejowe) Pseudogley soils IIIC2. Gleby gruntowo-glejowe Gley soils	a) właściwe – proper b) stagno-glejowe stagno-gley a) właściwe – proper b) torfiasto-glejowe – peat-like c) torfowo-glejowe – peaty d) mułowo-glejowe – mud-gley	*Aeric Haplaquents* *Haplaquents: Typic, Mollic* *Haplaquents* *Hydraquenst, Psammaquents* *Psammaquents: Humaqueptic,* *Mollic, Mollic, Haplaquents* *Histic Humaquepts* *Thapto-Histic Fluvaquents*
IV. Gleby hydrogeniczne Hydrogenic soils IVA. Gleby bagienne Bogged soils	IVA1. Gleby mułowe Mud soils IVA2. Gleby torfowe Peat soils	a) właściwe – proper b) torfowo-mułowe – peat-mud c) gytiowe – gyttja a) torfowisk niskich – low peat b) torfowisk przejściowych – transitory peat c) torfowisk wysokich – high peat	*Thapto-Histic Fluvaquents,* *Hydraquents* *Fluvaquentic Medisaprists* *Limnic Medisaprists* *Sapric Medilimnist* *Medihemists, Medisaprists* *Medihemists, Medifibrists* *Sphagnofibrists, Medifibrists*

cd. Tabeli 1
continued

1	2	3	4
IVB. Gleby pobagienne Post-bog soils	IVB1. Gleby murszowe Muck soils	a) torfowo-murszowe peat-muck	*Medisaprists and Saprists subgroups of Medifibrists, Medihemists, as well as Luvifibrists*
		b) mułowo-murszowe mud-muck	*Thapto-Histic Fluvaquents*
		c) gytiowo-murszowe gyttja-muck	*Limnic Medisaprists or Sapric Medilimnists*
		d) namurszowe – mucky	like a)
	IVB2. Gleby murszowate Mucky soils	a) mineralno-murszowe mineral-muck soils	*Histic Humaquepts, Histic Haplaquolls*
		b) właściwe – proper	*Haplaquepts: Humic, Mollic, Humaquepts: Cumulic, Histic, Psammaquepts: Humaqueptic, Mollic; Mollic Haplaquents*
		c) murszaste – muckous	like b), but sandy textured
V. Gleby napływowe Alluvial and deluvial soils	VA1. Mady rzeczne River alluvial soils	a) właściwe – proper	*Typic Udifluvents; Fluvaquents: Typic, Aeric*
		b) próchniczne – humous	*Udifluvents: Aquic, Mollic; Fluvaquents: Humaqueptic, Mollic; Fluvaquentic Humaquepts*
VA. Gleby aluwialne Alluvial soils		c) brunatne – brown	*Dystrochrepts: Fluvaquentic, Fluventic, Umbric; Eutrochrepts: Fluvaquentic, Fluventic*
	VA2. Mady morskie Marsh alluvial soils	–	*Hydraquents*
VB. Gleby deluwialne Deluvial soils	VB1. Gleby deluwialne Deluvial soils	a) właściwe – proper	*Typic Udifluvents*
		b) próchniczne – humous	*Mollic Udifluvents*
		c) brunatne – brown	*Fluventic Dystrochrepts, Fluventic Eutrochrepts*

cd. Tabeli 1
continued

1	2	3	4
VI. Gleby słone Saline soils	VIA1. Sołonczaki Solonchaks	a) powierzchniowe – crusty b) wewnętrzne – internal	*Halaquepts* –
VIA. Gleby słono-sodowe Saline-sodic soils	VIA2. Gleby słonczakowate Solonchak-like soils	–	*Natrudalfs*
	VIA3. Sołońce – Solonetz	a) typowe – typical b) sołonczakowate solonchak-solonetz	*Natraqualfs, Natraquolls* –
VII. Gleby antropogeniczne* Anthropogenic soils			
VIIA. Gleby kulturoziemne Culture earth soils	VIIA1. Hortisole Hortisols	–	
	VIIA2. Rigosole Rigosols	–	
VIIB. Gleby industrio- i urbanoziemne Industrial earth and urbanistic soils	VIIB1. Gleby antropogeniczne o nie wykształconym profilu Anthropogenic soils with unformed profile	–	
	VIIB2. Gleby antropogeniczne próchniczne Anthropogenic humous soils	–	
	VIIB3. Pararędziny antropogeniczne Anthropogenic pararendzinas	–	
	VIIB4. Gleby słone antropogeniczne Anthropogenic saline soils	–	

* Przy zachowanych cechach naturalnych procesów glebotwórczych typ i podtyp gleby – jak w pozostałych działach z podkreśleniem rodzaju przekształceń i stopnia ich nasilenia.

LITERATURA

[1] Białousz S. Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb. Rocz. Nauk Rol., ser. D, 1978, 166.
[2] Borowiec S. Zagadnienie genezy gleb wytworzonych z utworów pyrzyckiego plejstoceńskiego zastoiska wodnego w świetle dotychczasowych danych. Zesz. Nauk. WSR Szczecin 1960, 4.
[3] Borowiec J. Problemy występowania czarnoziemów na obszarze Polski. Ann. UMCS, 1972 ser. B, t. 27, 6.
[4] Bury-Zalewska J., Prończuk J. Projekt typologicznego podziału łąk polskich na niżu. Post. Nauk Rol. 1954, t. I nr 4 s. 51—70.
[5] Cieśla W. Problematyka czarnych ziem Niziny Wielkopolskiej ze szczególnym uwzględnieniem Kujaw. Rocz. WSR Poznań, 1966.
[6] Cieśla W., Dzięciołowski W., Marcinek J. Nowy amerykański system klasyfikacji gleb. PTG — V Kom. Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb. Pr. Kom. Nauk. V/24, Bydgoszcz—Poznań—Warszawa 1972.
[7] Commission V, 1968 Working Group on Soil Horizon Designations: Proposal for a uniform system of soil horizon designations (first draft, September 1967). ISSS Bull. No 31, 1967, p. 3—14. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 32.
[8] Czerwiński A. Zbiorowiska leśne północno-wschodniej Polski. Zesz. Nauk. Polit. Warsz. 1978 nr 27.
[9] Dobrzański B. i in. Typologia i właściwości gleb wytworzonych z gliny zwałowej zlodowacenia środkowo-polskiego. Rocz. Nauk Rol. 1973 ser. D, t. 151.
[10] Dobrzański B., Kuźnicki F., Białousz S. Kryteria wyróżniania i przestrzenne ujęcie gleb według klasyfikacji FAO. Rocz. Nauk Rol. 1984 ser. D, t. 188.
[11] Dobrzański B., Konecka-Betley K., Kuźnicki F., Turski R. Rędziny polskie. Rocz. Nauk Rol. 1987 ser. D, t. 208.
[12] Dudal R. Definitions of soil units for the Soil Map of the World. World Soil Res. Office, FAO, Rep. No. 33, Rome 1968.
[13] Dudal R. Supplement to definitions of soil units for the Soil Map of the World. World Soil Res. Office, FAO, Rep. No. 37, Rome 1969.
[14] Etherington I. R. Wetland ekology. Inst. of Biology's Studies 1983 No. 154 p. 66.
[15] Fitzpatric E. A. Pedology — A systematic approach to soil science. Oliver and Boyd, Edinburgh 1971.
[16] Foth H. D., Schafer J. W. Soil Geography and Land Use. John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto 1980.
[17] Fridland W. M. i in. Osnovnye principy i elementy bazovoy klassifikacyi poczw i programma raboty po jejo sozdaniu. WASHN, GKNT-SSSR, Moskwa 1982.
[18] Field extract of Soil Taxonomy. International Soil Museum, Wageningen 1980.
[18a] Genetyczna klasyfikacja gleb Polski. Praca zbiorowa Rocz. Glebozn. 1959, t. 7 z. 1.
[19] Grzyb S. Łąki w dorzeczu rzeki Liwiec. Rocz. Nauk Rol. 1964 ser. D t. 109 s. 84.
[20] Guidlines for soil profiles description. FAO, Land and Water Development Division, Rome 1968.
[21] Hoffman M., Kowalkowski A. Czarne ziemie Równiny Średzkiej na tle warunków fizjograficznych. Pr. Kom. Nauk Rol. i Kom. Nauk Leś. PTPN 1962 t. XII z. 3.
[22] Key to the Soil Information Sheets. International Soil Museum, Wageningen 1981.
[23] Komisja V — Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb PTG. Systematyka gleb Polski. Rocz. Glebozn. 1974 t. 25 z. 1.
[24] Komornicki T. i in. Gleby Tatrzańskiego Parku Narodowego. Cz. I. 1975, Cz. II. 1984a, Cz. III. 1984b.
[25] Konecka-Betley K. Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym. Rocz. Glebozn. 1968 t. 19 z. 1.
[26] Konecka-Betley K. i in. Wpływ procesu odgórnego oglejenia na kształtowanie się gleb wytworzonych z gliny zwałowej. Rocz. Glebozn. 1970 t. 21 z. 1.

[27] Konecka-Betley K. Reliktowe procesy glebotwórcze w glebach współczesnych wytworzonych z gliny zwałowej. Zesz. Nauk. SGGW-AR, Rolnictwo 1979 nr 18.
[28] Konecka-Betley K. Development of the soil-forming processes of late Pleistocene and Holocene in dunes of the environs of Warsaw. Rocz. Glebozn. 1981 t. 32 z. 3.
[29] Konecka-Betley K. Geneza gleb Kampinoskiego Parku Narodowego. Wyd. SGGW-AR, Warszawa 1983.
[30] Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D. Typologia gleb wytworzonych z płytkich utworów pyłowych Wysoczyzny Skierniewickiej. Rocz. Glebozn. 1979 t. 30 z. 2.
[31] Kowalkowski A. Projekt nomenklatury poziomów glebowych. Rocz. Glebozn. 1960 t. 9 z. 1.
[32] Kowalkowski A. Główne kierunki rozwoju gleb w warunkach środowiska morfogenetycznego Wzgórz Dalkowskich. Rocz. Glebozn. 1966 t. 16 z. 2.
[33] Kowalkowski A. Dynamika rozwoju gleb późnoplejstoceńskich z piasków wydmowych w Pomorsku. Rocz. Glebozn. 1977 t. 28 z. 3–4.
[34] Kowalkowski A. Climatic-time sequence of chernozems in the Khangai Mountains (Mongolia). Rocz. Glebozn. 1981 t. 32 z. 3.
[35] Kowalkowski A. Wiek i geneza gleb. (w:) Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum, Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź 1988.
[36] Kowalkowski A., Nowak G. Gleby bielicowe Wzgórz Ostrzeszowskich wytworzone z piasków akumulacji peryglacjalnej. Cz. II. Własności gleb bielicowych. Rocz. Glebozn. 1968 t. 19 z. 2.
[37] Kowalkowski A., Borzyszkowski J. Badania nad związkami między morfologią powierzchni ziemi a strukturą pokrywy glebowej. Rocz. Glebozn. 1977 t. 28 z. 3–4.
[38] Kowalkowski A., Borzyszkowski J., Porębska G. Wstępne sformułowanie cech diagnostycznych rdzawego poziomu genetycznego w glebach autogenicznych. Spraw. z badań nauk. nr 6, Kom. Badań Czwartorzędu PAN, 1985.
[39] Kowalkowski A., Brogowski Z., Kocoń J. Properties of cryogenic horizons in the profile of rusty soil. Quaternary Studies in Poland 1986, 7.
[40] Kryteria rozpoznawania przyrodniczych warunków produkcji leśnej. Nacz. Zarz. LP, PWRiL, Warszawa 1980 s. 124.
[41] Kuźnicki F., Skłodowski P. Zawartość różnych form związków próchnicznych w glebach rdzawych bielicowanych i bielicy wytworzonych z piasków wodnolodowcowych. Rocz. Glebozn. 1974 t. 25.
[42] Kuźnicki F. Właściwości darniowobielicowych gleb piaskowych wytworzonych z piasków różnego pochodzenia geologicznego. Rocz. Glebozn. 1955 t. 4; 1956 t. 5.
[43] Kuźnicki F. Właściwości i typologia gleb wytworzonych z kredowej opoki odwapnionej Roztocza w nawiązaniu do charakterystyki i genetycznego podziału rędzin. Rocz. Glebozn. 1965 t. 15 z. 2.
[44] Kuźnicki F. Charakterystyka procesu bielicowania w glebach wytworzonych z piasków wydmowych Puszczy Kampinoskiej. Rocz. Glebozn. 1973.
[45] Kuźnicki F. i in. Rędziny wytworzone ze skał węglanowych różnych formacji geologicznych na obszarze Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżeniach. Rocz. Glebozn. 1976 t. 27 z. 2.
[46] Kuźnicki F., Skłodowski P. Przemiany substancji organicznej w niektórych typach gleb Polski. Rocz. Glebozn. 1968 t. 19 z. 1.
[47] Kuźnicki F., Skłodowski P. Zawartość i charakterystyka form związków próchnicznych w rędzinach wytworzonych ze skał węglanowych różnych formacji geologicznych. Rocz. Glebozn. 1976 t. 27 z. 2.
[48] Kuźnicki F. i in. Typologia i charakterystyka gleb górskich obszaru Sudetów. Rocz. Glebozn. 1973 t. 29.
[49] Kuźnicki F. i in. Kryteria typologiczne gleb wytworzonych z piasków sandrowych i zwałowych Równiny Kurpiowskiej. Rocz. Nauk Rol. 1978 ser. D t. 166.
[50] Kuźnicki F. i in. Typologia gleb wytworzonych z piasków Puszczy Białej. Rocz. Nauk Rol. 1978 ser. D t. 166.

[51] Marcinek J. Studia nad fizykochemicznymi właściwościami gleb bielicowych i brunatnych Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. Pr. Kom. Nauk Rol. i Leś. PTPN 1960, 77 s. 1–73.
[52] Marcinek J. Nowe zasady i kryteria klasyfikacji gleb organicznych. Pr. V Kom. PTG 1973 nr 26.
[53] Marcinek J. Examination and description of soils in the field. Bipromel, Polservice, Polish Cons. Eng. Iraq, Sulaimaniay 1976.
[54] Marcinek J. Wpływ odwodnienia w związku z intensyfikacją gospodarki rolnej i leśnej na przeobrażenia pokrywy glebowej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 1976 z. 177 s. 73–157.
[55] Marcinek J. Zasady badań gleboznawczych i hydropedologicznych w regionach subtropikalnych. CBSiPBW „Hydroprojekt" Warszawa 1977.
[56] Marcinek J., Wiślańska A. Asocjacje czarnych ziem i gleb płowych falistej moreny dennej Równiny Kościańskiej. Rocz. Akad. Rol. w Poznaniu 1984 t. 149 s. 65–81.
[57] Matuszkiewicz Wł. Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. PWN, Warszawa 1981.
[58] Mokma D. L. New chemical criteria for defining the spodic horizon. Soil Sci. Soc. Am. J. 1983, 47.
[59] Munsell Soil Color Charts. Munsell Color Company, Inc. Baltimore. Md. 1954.
[60] Musierowicz A., Olszewski Z., Brogowski Z., Kępka M. Czarne ziemie błońsko-sochaczewsko-łowickie. Rocz. Nauk Rol. 1961 t. 82.
[61] Musierowicz A., Konecka-Betley K., Kuźnicki F. Zagadnienie typologii gleb wytworzonych z lessów. Rocz. Nauk Rol. 1963 104-D.t.
[62] Musierowicz A. i in. Typologia i właściwości gleb wytworzonych z glin zwałowych. Cz. I. Gleby brunatne i pseudobielicowe terenów leśnych. Rocz. Glebozn. 1967 t. 17.
[63] Okruszko H. Zasady rozpoznawania i podziału gleb hydrogenicznych z punktu widzenia potrzeb melioracji. Bibl. Wiad. IMUZ 1976 nr 52.
[64] Okruszko H. i in. Cechy identyfikacji warstw (poziomów) diagnostycznych profilów gleb organicznych. PTG, Grupa Robocza „BIGLEB". Mat. do Rap. 13, Warszawa 1978 (maszynopis).
[65] Okruszko H. Faza decesji w naturalnej ewolucji torfowisk niskich. Zesz. Nauk. AR Wrocław 1981 nr 134 s. 39–49.
[66] Okruszko H. Zjawisko łęgowienia przyrzecznych terenów torfowych w basenie środkowym Biebrzy. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 1983 z. 255 s. 139–152.
[67] Okruszko H. Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji. Wiad. IMUZ 1983 t. 15 z. 1 s. 13–31.
[68] Olszewski Z., Sikorska K., Barański E. Czarne ziemie Kujawskie. Rocz. Nauk Rol. 1962 t. 97-D.
[69] Ostrowski J. Projekt. Cechy identyfikacji poziomów diagnostycznych profilów gleb. PTG, Grupa Robocza BIGLEB. Mat. do Rap. 16, Warszawa 1980 (maszynopis).
[70] Pokojska U. Geochemical studies on podzolization. I. Podzolization in the light of the profile distribution of various forms of iron and aluminium. Rocz. Glebozn. 1979 t. 30 z. 1.
[71] Pokojska U. Geochemical studies on podzolization. II. Silicon in podzolization. III. Phosphorus in podzolization. Rocz. Glebozn. 1979 t. 30 z. 2.
[72] Prusinkiewicz Z. Zagadnienia leśno-gleboznawcze na obszarze wydm nadmorskich Bramy Świny. Badania Fizjogr. nad Polską Zach., VII, PTPN 1961.
[73] Prusinkiewicz Z. Ustalenie wieku chronosekwencji glebowej na mierzejach Bramy Świny metodą radiowęgla C^{14}. Rocz. Glebozn. 1965 t. 15. Dod.
[74] Prusinkiewicz Z. Polska nomenklatura i morfogenetyczna klasyfikacja próchnic leśnych na tle głównych współczesnych tendencji w światowym gleboznawstwie leśnym. (w:) Próchnica gleb leśnych. PTG Warszawa 1979 s. 291–304.
[75] Prusinkiewicz Z., Kowalkowski A. Studia gleboznawcze w Białowieskim Parku Narodowym. Rocz. Glebozn. 1964 t. 15 z. 2.

[76] Prusinkiewicz Z., Biały K. Gleby wybranych rezerwatów leśnych województw: bydgoskiego, toruńskiego i włocławskiego. St. Soc. Scien. Toruń 1976 sec. C, VIII, 3.
[77] Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Pokojska U. Gleby bielicoziemne w Polsce. Prz. Geogr. 1980, LII t. 1.
[77a] Przyrodniczo-genetyczna klasyfikacja gleb Polski... Rocz. Nauk Rol. t. 74, ser. D, 1956.
[78] Ragg J. M., Clayden B. The classification of some British soil according to the comprehensive system of the United States. Soil Survey Technical Monograph. No. 3, 1973 Harpenden.
[79] Sapek A. Rola kompleksotwórczych substancji humusowych w procesie bielicowania. St. Soc. Sci. Toruń 1971, sec. C, VII. nr 5.
[80] Schelling J. Soil genesis, soil classification and soil survey. Geoderma 1970 vol. 4, No. 3.
[81] Skłodowski P. Definicje jednostek glebowych wyróżnianych na mapach gleb Europy w skali 1:1 000 000 i świata w skali 1:5 000 000 opracowanych przez FAO. Pr. Kom. PTG 1972 nr 41.
[82] Soil Survey Staff. Soil survey manual. U. S. Dept. Agr. Handb. 18, U. S. Govd, Printing Office, Washington D. C. 1951.
[83] Soil Survey Staff. Supplement to Agriculture Handbook No 18, Soil Survey Manual, U. S. Printing Office, Washington, D. C. 1962.
[84] Soil Survey Staff, Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U.S. Dep. Agr. Handb. 436, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. 1975.
[85] Sokołowski A. W. Zbiorowiska leśne północno-wschodniej Polski. Mon. Bot. 1980 t. IX, s. 205.
[85a] Systematyka gleb Polski. Patrz [23].
[86] Turski R. Geneza i właściwości czarnoziemów Wyżyny Zachodnio-Wołyńskiej i Lubelskiej. Rocz. Nauk. Rol. 1985 ser. D, Monografie, t. 202.
[87] Truszkowska R. System BIGLEB III typ 1978 – wzory i słowniki notowania danych w profilu gleby w systemie „BIGLEB". PTG, Pr. Kom. Nauk V/38, Warszawa 1979.
[88] Uggla H., Witek T. Czarne ziemie Kętrzyńskie. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie 1957, 3.
[89] Uggla H. Gleby gytiowe Pojezierza Mazurskiego. I. Ogólna charakterystyka gleb gytiowo-bagiennych i gytiowo-murszowych. II. Właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne gleb gytiowo-bagiennych i gytiowo-murszowych. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn 1969 t. 25.
[90] Uggla H., Ferczyńska Z. Studia nad właściwościami gleb opadowoglejowych pod lasami liściastymi w terenach falistych Pojezierza Mazurskiego. Rocz. Glebozn. 1975 t. 26. z. 1
[91] Zawadzki S. Zasady określania jednostek gleb mineralnych w nawiązaniu do koncepcji kompleksów wilgotnościowo-glebowych. Bibl. Wiad. IMUZ 1979 nr 58.

СИСТЕМАТИКА ПОЧВ ПОЛЬШИ – ИЗДАНИЕ IV

Резюме

Как в предыдущих, так и в настоящем издании Систематики почв Польши учитываются прежде всего природные критерии деления почв. Однако в данном случае более четко подчеркнута роль почв в образовании и функционировании различных биогеоценозов.

Экологическая и генетическая точка зрения проявляется уже в самом определении почвы, рассматриваемой как неотделимая часть всех наземных и некоторых аквальных экосистем. Почвы выполняют в них ряд многочисленных функций: участвуют в образовании и разложении биомассы, в накапливании органического вещества, ретенции влаги и питательных веществ, обеспечивают относительную стабильность и прочность экосистем против влияния неблагоприятных внешних условий и т. п. почвы являются их самым основным элементом любого земледельческого хозяйства.

В процессе своего развития почвы подвергаются расчленению на ряд генетических горизонтов, вид которых, свойства и расположение в профиле являются результатом

влияния прошлых и современных почвообразовательных процессов, сила и направление которых зависят от условий внешней среды, изменчивой в пространстве и времени.

Вид и распределение в почвенном профиле генетических горизонтов почвы являются основными, диагностическими критериями, использованными в новейшем издании Систематики почв Польши.

В отдельной главе настоящего издания рассматриваются характеристики всех диагностических горизонтов, встречающихся в почвах Польши. Проверены и пополнены названия и обозначения отдельных генетических горизонтов и слоев с частичным использованием основных принципов американской *Soil Taxonomy* (1975). Разработана также коррелятивная таблица, облегчающая сравнивание единиц польской систематики почв с единицами классификаций ФАО-Юнеско (1973) и *Soil Taxonomy* (1975).

Характеристики диагностических горизонтов, принятые Польским обществом почвоведов, не являются верными копиями зарубежных определений. В систематику введено и определено например несколько новых диагностических горизонтов, не учитываемых до сих пор почвоведами других стран. В качестве примера можно назвать эпипедон меланик — типичный для муршевых почв, горизонт сидерик — характерный для ржавых почв, горизонт лювик, выступающий над текстурным (аржилликовым) горизонтом в палевых почвах (lessivés) и горизонт глейосподик, диагностический для глее-подзолов. Характеристика горизонтов сподик, а также альбик, камбик и нескольких других диагностических горизонтов, принятых в нашей систематике, отличается довольно значительно от описаний в *Soil Taxonomy* (1975).

Структура систематики почв Польши иерархическая и охватывает 5 основных таксономических единиц (уровней):

— отделы, определяемые на основании главных связей почв с почвообразовательной средой, например литогенные, автогенные, семигидрогенные (семигидроморфные), гидрогенные (гидроморфные), антропогенные почвы;

— разряды, охватывающие почвы, характеризующиеся сходным направлением почвообразовательных процессов и близкие себе по экологическим свойствам;

— типы, являющиеся основными единицами польской систематики ночв; они охватывают почвы, сходные по расположению основных генетических горизонтов, характеризующиеся подобным ходом почвообразовательных процессов, а также сходными химическими и физико-химическими показателями. В естественных, или близких к естественным условиях, каждому почвенному типу отвечает определенное растительное сообщество;

— подтипы выделяются обычно в тех случаях, когда в рассматриваемой почве, наряду с преобладающими признаками одного типа, находятся также второстепенные черты другого типа почв;

— роды почв, определяющиеся на основании геологии и общей петрографической характеристики материнской породы данной почвы;

— виды почв определяются по механическому составу всей почвенной толщи.

Следует обратить внимание на несколько важнейших изменений, введенных в третье издание Систематики почв Польши.

1. В отдел литогенных почв введены и охарактеризованы различные роды рендзин, в соответствии с геологической формацией материнской породы. Учет всех свойств материнской породы имеет очень важное значение для характеристики рендзин.

2. Черные земли включены в отдел семигидрогенных почв на уровне разряда и типа.

3. В настоящем издании систематики уточнены генетические, физико-химические и морфологические характеристики отдельных типов и подтипов почв.

Следует подчеркнуть, что, благодаря генетическому и экологическому подходу к проблемам систематики почв, достигнуто очень хорошее совпадение отдельных почвенных таксонов не только с единицами классификации сельскохозяйственных земель, но и с единицами классификации форм природных ландшафтов, а также с таксонами геоморфологических и геоботанических классификаций.

SYSTEMATICS OF POLISH SOILS

(IV Edition)

Summary

In the fourth edition of the Systematics of Polish Soils natural criteria have been taken into consideration, like in previous editions. However, a stronger stress upon the role of soils in formation and functioning of ecosystems has been laid.

Ecological and genetic approach to soils is stressed as early as in the definition of soil assumed by the Polish Society of Soil Science. According to this definition, soil is a natural product of upper layer of the earth crust developed from the weathered rock under the effect of living organisms and climatic factors changing in time under definite conditions of the area relief. Soils are integral components of all land and some water ecosystems and fulfil manifold functions in them, viz.: they participate in production and decomposition of biomass, in storage of organic matter, water and nutrients, take part with self-regulation processes ensuring a relative stability of the ecosystems, ect. Soils belong to the most important elements of every agricultural system.

Soils undergo differentiation in their development process into genetic horizons, the kind, arrangement and properties of which are consequence of past and contemporary soil-forming processes running in geographic (soil-forming) environment changing in time and space. The kind and arrangement in profile of correctly characterized genetic horizons belong to the basic diagnostic criteria applied in soil systematics assumed by the Polish Society of Soil Science.

A separate chapter in the present edition of Systematics is devoted to diagnostic soil horizons. Symbols and definitions of horizons and layers of soil have been verified and supplemented referring partly to principles assumed in the American *Soil Taxonomy* (1975). Also a correlative table facilitating the comparison of units of our systematics with the units assumed in the FAO-UNESCO classification (1973) and in the *Soil Taxonomy* (1975) is quoted.

Characteristics of diagnostical horizons assumed in the Polish soil systematics do not constitute at all true copy of descriptions in foreign taxonomies. Several new horizons not known up to now in the other countries have been distinguished and defined. As an example "epipedon melanic", typical for muck soils, "sideric" horizon specific for rusty soils, "luvic" horizon, lying above the textural horizon in soils lessivés and "gleyo-spodic" horizon, diagnostical for gley-podzols can be named. Our characteristics of the "spodic" horizon and of the "albic", "cambic" and several other horizons deviates quite considerably from descriptions of the *Soil Taxonomy* (1975).

The structure of Systematics of Polish Soils is hierarchical; it comprises 5 basic taxonomic units, viz.:

– division determined on the basis of kinds of main connections of soils with the soil-forming medium, e. g. lithogenic, autogenic, semihydrogenic, hydrogenic, anthropogenic soils;
– orders, comprising soils with similar development trends and approximate with regard to ecologic features;
– types, constituting basic units of the Polish systematics; they comprise soils with identical arrangement of main genetic horizons (including diagnostic ones), characterizing by similar course of soil-forming processes and with approximate chemical and physico-chemical properties. To every soil type under natural and nature-like conditions a definite plant community is related;
– subtypes, distinguished mainly when in the soil under study, beside predominant features of a definite type weaker marked features of the other type would occur;
– kind of soil, illustrating the petrographic character of the parent material of the given soil;
– species of soil, defining texture of the given soil in the whole profile.

Several more important changes included into the Systematics of Polish Soils are as follows:

1. In the division lithogenic soils different kinds of rendzina soils depending on the geological formation of the parent rock have been distinguished and characterized. Such a division is of a great importance for recognition of properties of such soils.

2. Black earths have been distinguished in the division of semihydrogenic soils in the rank of order and type. Subtypes can be distinguished among black earths when features of the main soil-forming process are additionally overlapped by features of other soil-forming processes.

3. Genetic, physico-chemical and morphologic criteria for particular types and subtypes have been defined more precisely in the present edition of the Systematics.

ANEKSY

ANEKS I. CHARAKTERYSTYKA TYPÓW PRÓCHNIC LEŚNYCH

PODSTAWOWE JEDNOSTKI TAKSONOMICZNE

W morfogenetycznej systematyce próchnic leśnych stosuje się trzy jednostki taksonomiczne: typ, podtyp i odmiana próchnicy leśnej. Typ próchnicy jest podstawową jednostką taksonomiczną systematyki próchnic leśnych, określającą specyfikę warunków troficznych danego siedliska leśnego. Wyróżniamy go na podstawie sekwencji poziomów i podpoziomów organicznych i organiczno-mineralnych w przypowierzchniowej części profilu glebowego. Wyróżnia się trzy typy próchnic, mianowicie:

mull — typ próchnicy leśnej, głównie siedlisk eutroficznych; charakteryzuje się znaczną aktywnością rozkładu materii organicznej uniemożliwiającą powstawanie poziomu organicznego na powierzchni gleby, z dobrze rozwiniętym poziomem próchnicznym w powierzchniowej części profilu gleby mineralnej;

moder — typ próchnicy leśnej, głównie siedlisk mezotroficznych; charakteryzuje się średnią (mniejszą niż mull, lecz większą niż mor) aktywnością biologiczną rozkładu materii organicznej, w wyniku czego powstaje poziom surowinowy i detrytusowy;

mor — typ próchnicy leśnej, głównie siedlisk oligotroficznych; charakteryzuje się małą intensywnością rozkładu materii organicznej przy udziale organizmów glebowych; wskutek tego powstaje poziom organiczny składający się z podpoziomów: surowinowego, butwinowego i epihumusowego.

Podtyp próchnicy określa specyfikę warunków wilgotnościowych decydujących o jakości przejściowych i końcowych produktów humifikacji. Nazwę podtypu tworzy się przez umieszczenie przed nazwą danego typu przedrostka określającego wilgotność siedliska (*ksero* — suchy, *droso* — świeży, *higro* — wilgotny, *hydro* — mokry).

Odmiana próchnicy jest najniższą jednostką taksonomiczną. Wyróżniamy ją na podstawie niektórych stwierdzalnych dodatkowych cech różniących poszczególne podtypy próchnic, stosując odpowiednie przedrostki (*proto* — inicjalna, *orto* — zwyczajna, *kalci* — wapienna, *areno* — piaskowa, *folio* — liściowa, *bryo* — mszysta, *ryzo* — korzeniowa, *miko* — grzybniowa,

kopro — koprolitowa, *psychro* — powolny przebieg humifikacji, spowodowany niską temperaturą, np. w górach, *dys* — zdegradowana).

Morfogenetyczna systematyka próchnic leśnych

Typ	Podtyp
1. Mull	1. Mull suchy (kseromull)
	2. Mull świeży (drosomull)
	3. Mull wilgotny (higromull)
	4. Mull mokry (hydromull)
2. Moder	1. Moder suchy (kseromoder)
	2. Moder świeży (drosomoder)
	3. Moder wilgotny (higromoder)
	4. Moder mokry (hydromoder)
3. Mor	1. Mor suchy (kseromor)
	2. Mor świeży (drosomor)
	3. Mor wilgotny (higromor)
	4. Mor mokry (hydromor)

Oprócz wymienionych, często spotyka się typy przejściowe, np. moder-mull i moder-mor, w których wyróżnia się także podtypy według podanych zasad.

CHARAKTERYSTYKA TYPÓW PRÓCHNIC LEŚNYCH

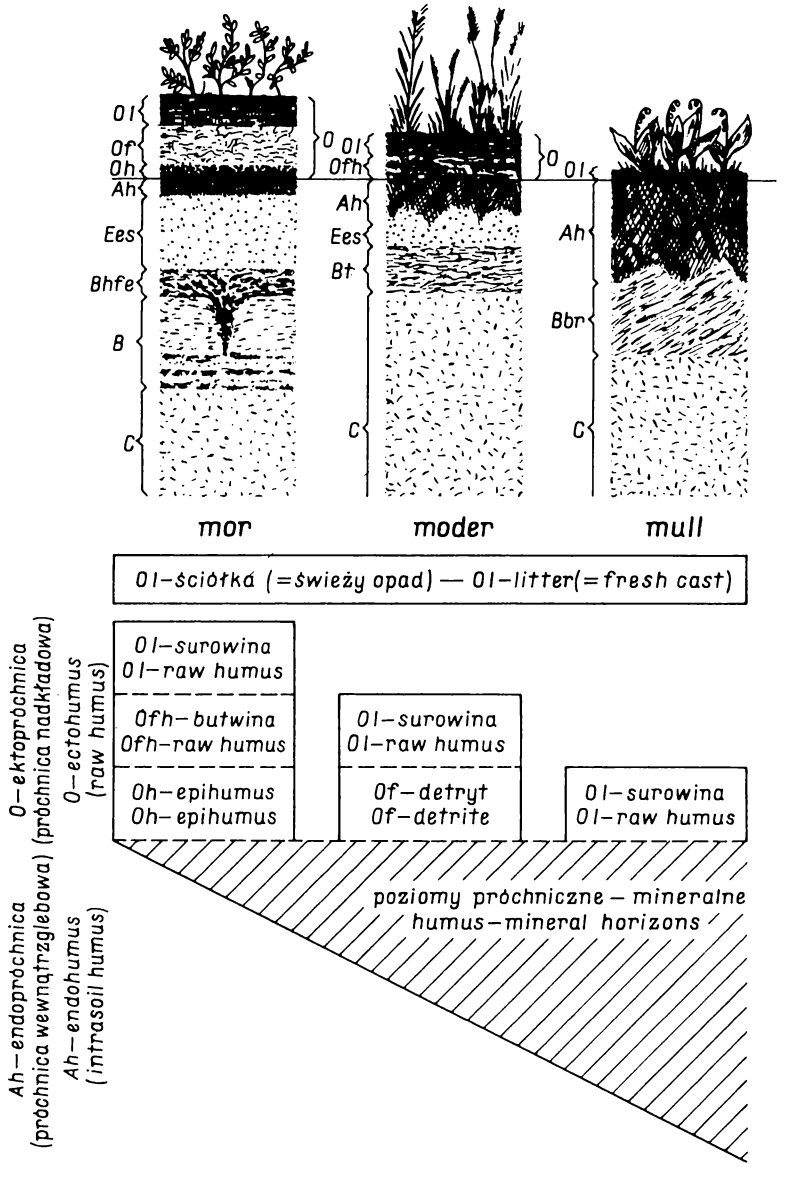
Typy próchnic ustalamy na podstawie określonych sekwencji poziomów genetycznych zawierających specyficznie rozmieszczoną ilościowo i jakościowo zróżnicowaną materię organiczną w profilu glebowym. Wyróżnia się poziom organiczny (próchnica nadkładowa), leżący na powierzchni gleby mineralnej, oraz poziomy próchniczno-mineralne, znajdujące się w przypowierzchniowej części gleby mineralnej (próchnica wewnątrzglebowa).

W poziomie organicznym *O* wyróżniamy trzy podpoziomy:

Ol — surowinowy, który tworzy niezbyt grubą warstwę składającą się z mało zmienionego opadu roślinnego związanego z podłożem głównie strzępkami grzybni, wyraźnie brunatny lub szarobrunatny (nie należy utożsamiać ze ściółką *Oll*, będącą opadem roślinnym jeszcze nie związanym z podłożem i nie rozdrobnionym przez organizmy glebowe);

Of — detrytusowy w postaci kilkucentymetrowej warstwy rozdrobnionych, zwykle ciemnobrunatnych resztek roślinnych, o wyglądzie tytoniu fajkowego; materia organiczna ma w nim struktury tkankowe dobrze rozpoznawalne, charakterystyczne dla próchnic typu moder;

Ofh — butwinowy o grubości kilku do kilkunastu centymetrów, składający się z resztek roślinnych i zwierzęcych w znacznym stopniu zhumifikowanych, jednak z jeszcze rozpoznawalną strukturą tkankową pod mikroskopem; w zależności od składu botanicznego materiału roślinnego i stosunków wilgo-


Ol
Of
Oh
Ah
Ees
Bhfe
B
C
O Ol
Ofh
Ah
Ees
Bt
C
O Ol
Ah
Bbr
C
mor
moder
mull
Ol–ściółka (=świeży opad) — Ol–litter(=fresh cast)
O–ektopróchnica (próchnica nakładowa)
O–ectohumus (raw humus)
Ah–endopróchnica (próchnica wewnątrzglebowa)
Ah–endohumus (intrasoil humus)
Ol–surowina
Ol–raw humus
Ofh–butwina
Ofh–raw humus
Oh–epihumus
Oh–epihumus
Ol–surowina
Ol–raw humus
Of–detryt
Of–detrite
Ol–surowina
Ol–raw humus
poziomy próchniczne – mineralne
humus–mineral horizons

tnościowych może to być butwina włóknista, mazista, rozdrobniona itp.; warstwa butwiny, charakterystyczna dla próchnicy typu mor, jest z reguły silnie kwaśna, stąd poprzerastana grzybniami, tworzy swego rodzaju wojłok dający się odrywać od gleby mineralnej płatami;

Oh — epihumusowy zbudowany z silnie zhumifikowanych, bezpostaciowych, zabarwionych ciemnobrunatno lub czarnych substancji organicznych; zalega on bezpośrednio na powierzchni mineralnej części gleby, zawiera często dość znaczne domieszki cząstek mineralnych pochodzących z mineralnego podłoża.

Charakterystykę poziomów glebowych występujących w mineralnej części gleby zamieszczono w rozdziale „Symbole i definicje poziomów glebowych". Przykłady sekwencji poziomów genetycznych dla poszczególnych typów próchnic przedstawia rysunek 3.

ANEKS II. KLASYFIKACJA I OPIS STRUKTURY GLEBOWEJ

Przez strukturę glebową rozumiemy rodzaj i sposób wzajemnego powiązania oraz przestrzenny układ elementarnych cząstek stałej fazy gleby.

W niniejszym opracowaniu rozważana jest makrostruktura, tj. struktura widzialna nie uzbrojonym okiem. Rozpatruje się kształt i wielkość elementów strukturalnych, a także ich trwałość i stopień wykształcenia w profilu glebowym.

PODZIAŁ STRUKTUR GLEBOWYCH

1. Struktury proste (nieagregatowe)
   - rozdzielnoziarnista — *r**
   - spójna (zwarta masywna) — *m*
2. Struktury agregatowe
   - 2.1. Struktury sferoidalne
     - koprolitowa — *ko*
     - gruzełkowa — *gr*
     - ziarnista — *zn*
   - 2.2. Struktury foremnowielościenne (poliedryczne)
     - foremnowielościenna ostrokrawędzista (angularna) — *oa*
     - foremnowielościenna zaokrąglona (subangularna) — *os*
     - bryłowa — *br*
   - 2.3. Struktury wrzecionowate
     - pryzmatyczna — *pr*
     - słupowa — *ps*
   - 2.4. Struktury dyskoidalne
     - płytkowa — *dp*
     - skorupkowa — *ds*

---

* Wszystkie symbole podane w tym aneksie są niezależne od symboli poziomów i podpoziomów stosowanych w *Systematyce*.

3. Struktury włókniste
   - gąbczasta *hg*
   - włóknista właściwa *hw*

OPIS TYPÓW STRUKTUR GLEBOWYCH

1. Struktury proste (nieagregatowe)

Są to struktury, w których poszczególne elementarne cząstki stałej fazy gleby są albo ze sobą zlepione, albo ułożone luźno; w masie glebowej brak jest naturalnej łupliwości lub jest ona niewidoczna. Wyróżniamy następujące typy struktur:

Struktura rozdzielnoziarnista (r). W strukturze tej ziarna glebowe występują oddzielnie, nie są więc zlepione żadnym spoiwem, tak jak np. w piasku luźnym, żwirze, w utworach pyłowych o małej zawartości materii organicznej, w świeżych pyłach wulkanicznych.

Struktura spójna (zwarta, masywna). Gleba tworzy jednolitą masę. Zawiera ona małe ilości frakcji ilastej (pęczniejącej, kurczącej się) i materii organicznej i dlatego nie wykazuje żadnych pęknięć ani trwałych szczelin, które powodowałyby naruszenie fizycznej jednolitości utworu. Są to przeważnie gliny piaszczyste, piaski gliniaste, gliny pylaste itp., a także utwory bardziej drobnoziarniste, ale nie wysychające (np. iły podwodne).

W obrębie tego typu struktury istnieje czasami potrzeba wyróżniania następujących podtypów: a) struktury spójnej plastycznej, charakteryzującej utwory ilaste będące stale silnie wilgotne, b) struktury spójnej kruchej, charakteryzującej utwory pyłowe prawie nie zawierające frakcji ilastej, c) struktury spójnej scementowanej, powstałej na skutek lokalnej koncentracji związków chemicznych, które nieodwracalnie cementują cząstki glebowe i d) struktury spójnej amorficznej, charakterystycznej dla torfów całkowicie rozłożonych, zbudowanych w przewadze ze związków próchnicznych. Te ostatnie tworzą ciemnobrunatną, do czarnej, jednolitą masę smołopodobną.

2. Struktury agregatowe

W strukturach tych wyróżniane są naturalne płaszczyzny łupliwości (odspojenia); indywidualne elementy strukturalne zwane są grudkami lub agregatami (*peds*). Struktury agregatowe opisuje się według następujących cech: a) kształtu elementów strukturalnych i sposobu ich ułożenia w profilu glebowym, tzw. typ struktury; b) wymiaru agregatów strukturalnych, tzw. klasa wielkości agregatów; c) stopnia rozróżnialności elementów strukturalnych w profilu glebowym i ich trwałości, tzw. stopień wykształcenia struktury glebowej.

2.1. Struktury sferoidalne

Elementy strukturalne mają kształt kulisty o powierzchniach gładkich lub chropowatych, ale nie przylegających do powierzchni otaczających agregatów. Wyróżniamy następujące typy struktur:

Struktura koprolitowa (ko). Charakteryzuje się agregatami o kształtach nieregularnych, niekiedy graniastych, i składa się głównie z ekskrementów dżdżownic, wazonkowców i innych bezkręgowców glebowych. Agregaty mniej trwałe rozpadają się na drobniejsze elementy, wskutek czego struktura koprolitowa upodabnia się do struktury gruzełkowej.

Struktura gruzełkowa (gr). Agregaty strukturalne kuliste, porowate, trwałe, w których spoiwem są przede wszystkim polimery próchniczne, śluzy bakteryjne i minerały ilaste. Koloidy mineralno-organiczne są w znacznym stopniu wysycone kationami wapnia.

Struktura ziarnista (zn). Agregaty strukturalne prawie nieporowate, powstałe głównie na skutek dezintegracji fizycznej (wysuszanie — namakanie, zamarzanie — odmarzanie) macierzystego materiału glebowego mineralnego (o budowie drobnoziarnistej) oraz organicznego (z całkowicie zhumifikowanych torfów).

2.2. Struktura foremnowielościenna (poliedryczna)

Agregaty są równomiernie wykształcone wzdłuż trzech osi prostopadłych do siebie. Są to wielościany foremne o gładkich lub chropowatych powierzchniach, przylegających do powierzchni agregatów sąsiednich. Wyróżniamy następujące typy struktur:

Struktura foremnowielościenna ostrokrawędzista — angularna (oa). Agregaty o powierzchniach gładkich oraz ostrych narożach i krawędziach. Powstają one na skutek dezintegracji utworów drobnoziarnistych np. iłów, iłów pylastych, glin średnich i ciężkich. Agregaty czasami na swojej powierzchni mają powłoczki ilaste, przykładem są poziomy *Bt* gleby płowych.

Struktura foremnowielościenna zaokrąglona — subangularna (os). Agregaty o powierzchniach gładkich, wypukłych lub wklęsłych oraz zaokrąglonych narożach i krawędziach. Tego typu struktury spotykamy najczęściej w glebach brunatnych, rzadziej płowych, o uziarnieniu średnim, np. w glinach lekkich i średnich. Gdy gleby zawierają niewielkie ilości frakcji ilastej, a agregaty nie są pokryte powłoczkami ilastymi, wówczas struktura tego typu jest o wiele mniej trwała niż struktura ostrokrawędzista (*oa*).

Struktura bryłowa (br). Nieregularne duże agregaty o szorstkich powierzchniach powstające w poziomie uprawnym wskutek orki zbyt suchych lub zbyt mokrych ciężkich gleb ubogich w próchnicę. Jest to struktura sztucznie wytworzona w wyniku mechanicznej uprawy gleby.

2.3. Struktury wrzecionowate

Agregaty mają kształt graniastosłupów wrzecionowatych. Oś pionowa jest znacznie dłuższa od osi poziomych. Agregaty w profilu mają układ pionowy. Wyróżniamy następujące typy struktur:

Struktura pryzmatyczna (*pr*). Agregaty mają kształt graniastosłupów wrzecionowatych ostrokrawędzistych z płaskimi powierzchniami górnymi i dolnymi. Tworzą się one w glebach bardzo drobnoziarnistych przy ich głębokim wysychaniu i namakaniu. Pionowe ścianki agregatów są czasami pokryte powłoczkami ilastymi lub ilasto-próchnicznymi.

Struktura słupowa (*ps*). Agregaty mają kształt graniastosłupów wrzecionowatych o krawędziach zaokrąglonych, przy czym górna powierzchnia tych słupków jest też zaokrąglona (tzw. *czapeczka*). Są one charakterystyczne dla gleb, których kompleks sorpcyjny jest w znacznym stopniu wysycony kationami sodu, a czasami sodu i magnezu (sołońce, sołodzie, gleby sodowe).

2.4. Struktury dyskoidalne

Agregaty rozbudowane są w kierunku osi poziomych przy znacznym zredukowaniu osi pionowej. Dominuje tu łupliwość w płaszczyźnie poziomej i poziomy układ płytek. Wyróżniamy następujące typy:

Struktura płytkowa (*dp*). Płytki proste o szorstkich, rzadziej gładkich powierzchniach, ułożone poziomo. Płytki są oddzielone od siebie małymi szczelinami powstającymi przy wysychaniu gleby lub wskutek tworzenia się wewnątrz gleby soczewek lodu.

Struktura skorupkowa (*ds*). Agregaty mają kształt miseczkowato wklęsłych płytek o gładkiej powierzchni górnej i szorstkiej powierzchni dolnej. Powstają one podczas wysychania i nierównomiernego kurczenia się materiałów rytmicznie warstwowanych.

3. Struktury włókniste

Są to struktury torfów słabo lub średnio zhumifikowanych. W masie organicznego materiału macierzystego znajdują się znaczne ilości korzeni, łodyg i liści roślin torfotwórczych o różnym stopniu rozłożenia i w różnym stopniu przemieszane z kompleksowymi związkami próchnicznymi. Wyróżniamy następujące typy:

Struktura gąbczasta (*hg*). Torfy mechowiskowe (z mszakami) słabo rozłożone ($R \leqslant 35\%$), zbudowane z drobnych korzonków turzyc oraz listków i łodyg mchów, tworzą elastyczną, gąbczastą, bardzo porowatą masę przesiąkniętą wodą. Istotnym elementem struktury tej masy są nie rozłożone szczątki roślin torfotwórczych.

Struktura włóknista (*hw*). Tworzą ją torfy turzycowiskowe i szuwarowe (torfy zielne bez mszaków) słabo rozłożone ($R \leqslant 35\%$). W masie torfu przeważają drobne korzonki turzyc, grube kłącza i korzonki trzciny, czasami kłącza skrzypu, a niekiedy domieszki kory wierzb. Ta masa nie rozłożonych roślin przepojona humusem tworzy dość jednolitą strukturę drobnowłóknistą (torfy turzycowiskowe) lub grubowłóknistą (torfy szuwarowe).

STOPIEŃ WYKSZTAŁCENIA STRUKTURY GLEBOWEJ

Wyróżniamy następujące stopnie strukturalności gleb:

O. Struktura bezagregatowa. Warunki, w których nie można dostrzec w masie glebowej ani agregatów, ani wyraźnie zaznaczonych naturalnych linii odspojenia. Wówczas określamy: struktura spójna — gdy materiał jest zwięzły, lub struktura rozdzielnoziarnista — gdy materiał jest sypki, nie zwięzły.

1. Struktura agregatowa słaba. Ten stan struktury charakteryzuje się słabo wykształconymi agregatami, które są ledwo rozróżnialne w profilu. Gdy rozkruszy się glebę, materiał glebowy rozpada się, tworząc mieszaninę niewielu trwałych agregatów, wielu agregatów rozkruszających się i przeważającej ilości materiału bezagregatowego.
2. Struktura agregatowa średniotrwała. Ten stan struktury charakteryzuje się dobrze ukształtowanymi agregatami, które są średnio trwałe, ale wyraźne, lecz nie dające się wyróżniać w glebach nie rozkruszonych*. Materiał glebowy, gdy zostanie rozkruszony, rozpada się na mieszaninę wielu wyraźnych naturalnych agregatów, pewną ilość agregatów rozkruszających się i niewiele materiału bezagregatowego. Przykładem takiej struktury może być gliniasty poziom *A* gleb płowych mających strukturę gruzełkowatą, a także gliniasty poziom *Bt* gleb tego typu, mający strukturę foremnowielościenną.
3. Struktura agregatowa trwała. Ten stan strukturalności gleb charakteryzuje się agregatami trwałymi, które są wyraźnie widoczne nawet w glebach nie rozkruszonych. Agregaty słabo przylegają do siebie i opierają się rozkruszeniu. Po rozkruszeniu gleby materiał składa się w przewadze z agregatów naturalnych, niewielkiej ilości agregatów rozkruszonych i bardzo małej ilości materiału bezagregatowego. Przykładem takiej struktury może być gruzełkowata struktura w poziomie *A1* czarnoziemów właściwych oraz słupowa struktura poziomu *Bt* solońców.

---

* Przez materiał glebowy nie rozkruszony rozumiemy wyrównaną łopatą ścianę profilu, na której są widoczne różne cechy morfologiczne gleby. Gleba rozkruszona jest wówczas, gdy materiał glebowy zostanie wydobyty ze ściany profilu glebowego i z wysokości 1 m rzucony na gładką powierzchnię.

Tabela 2

Podział struktur glebowych według kształtu agregatów, ich wielkości oraz trwałości

Struktura	A. Typy struktur agregatowych według kształtu agregatów									
	koprolitowa (*ko*)	gruzełkowa (*gr*)	ziarnista (*zn*)	foremno-wielościenna, ostrokrawędzista (*oa*)	foremno-wielościenna zaokrąglona (*os*)	bryłowa (*br*)	pryzmatyczna (*pr*)	słupowa (*ps*)	płytkowa (*dp*)	skorupkowa (*ds*)
	B. Rodzaje struktur według wielkości agregatów (mm średnicy)*									
Bardzo drobna (cienka) (*bd/c*)	1	1	1	5	5		10*	10*	1**	1**
Drobna (cienka) (*d/c*)	1–2	1–2	1–2	5–10	5–10	50	10–20	10–20	1–2	1–2
Średnia *s*	2–5	2–5	2–5	10–20	10–20	50–100	20–50	20–50	2–5	2–5
Gruba *g*	5–10		5–10	20–50	20–50	100–250	50–100	50–100	5–10	5–10
Bardzo gruba *bg*	10		10	50	50	250	100	100	10	

C. Odmiany struktur glebowych według stopnia wykształcenia i trwałości agregatów

O. Struktura bezagregatowa — *1.* Struktura agregatowa słaba — *2.* Struktura agregatowa średniotrwała — *3.* Struktura agregatowa trwała

* W strukturach pryzmatycznych i słupowych podaje się średnice agregatów.

** W strukturach płytkowej i blaszkowej podaje się grubości płytek.

PEŁNY OPIS STRUKTURY GLEBOWEJ W TERENIE

Główne charakterystyki struktur glebowych zestawiono w tabeli 2. Podano tam: A. Typ struktur według kształtu agregatów, B. Rodzaje struktur według wielkości agregatów oraz C. Odmiany struktur glebowych według stopnia wykształcenia struktury w profilu oraz trwałości agregatów. Po rozpoznaniu struktury w danym poziomie opisujemy ją w kolejności B, A i C. Na przykład gdy w poziomie *B2t* mamy strukturę foremnowielościenną zaokrągloną o średniej wielkości agregatów 20—50 mm, a struktura jest dobrze wykształcona z trwałymi agregatami, wówczas zapisujemy: struktura gruba foremnowielościenna zaokrąglona trwała lub w skrócie, stosując symbole (tab. 2) — *g3os*. Często mamy do czynienia ze strukturami mieszanymi lub z agregatami pierwotnymi i wtórnymi itp. Strukturę opisujemy w ten sposób, że podajemy najpierw strukturę przeważającą, a następnie uzupełniamy ją cechami dodatkowymi.

ANEKS III. RODZAJE RĘDZIN

Przebieg procesów glebotwórczych w rędzinach i ich ewolucja zależą bardziej niż w innych typach gleb od rodzaju skały macierzystej (wapienie, margle, dolomity, gipsy) i od formacji geologicznej. Ponadto informacje o rodzaju skały i o formacji geologicznej są konieczne do oceny wartości użytkowej rędzin, gdyż zależnie od litologii w rędzinach można znaleźć gleby o skrajnie zróżnicowanej wartości, od nieużytków do gleb najlepszych. Dlatego opis rędzin uzupełniany jest charakterystyką najważniejszych rodzajów tych gleb.

Podziału rędzin na rodzaje w ramach podtypów dokonuje się w pierwszej kolejności na dwie grupy litologiczne: rędziny węglanowe i rędziny siarczanowe.

RĘDZINY WĘGLANOWE

Rędziny wytworzone z utworów trzeciorzędowych

Ze zwietrzelin trzeciorzędowych wapieni i margli tworzą się gleby szkieletowe, płytkie, bardzo suche, z materiałem mineralnym słabo powiązanym z próchnicą. Wierzchnie warstwy rędzin trzeciorzędowych zawierają przeciętnie 10 do 30% węglanów w częściach ziemistych, a zwietrzelina skał zawiera często domieszkę materiału lodowcowego. Natomiast same skały mają duże ilości węglanów, przekraczające często 80%, przy zawartości węglanów aktywnych w granicach 5–20%.

Powierzchniowe poziomy mają uziarnienie glin lekkich, czasem piasków gliniastych. Nawet w przypadku gdy wykształcił się głębszy poziom próchniczny i mają one wygląd gleb produktywnych są w rzeczywistości glebami wadliwymi, przede wszystkim zbyt suchymi. Z utworów trzeciorzędowych najczęściej powstają rędziny inicjalne i właściwe.

Rędziny wytworzone z utworów kredowych

Zależnie od warunków sedymentacji, które występowały w morzu kredowym, powstawały wapienie, wapienie margliste, margle wapienne i opoki. Właściwości gleb wytworzonych ze zwietrzelin tych skał są uzależnione głównie od zawartości węglanów w skale macierzystej (od ponad 90% w wapieniach do 50% tylko w marglach wapiennych), składu mineralnego i uziarnienia domieszek niewęglanowych (ilaste, piaszczyste, gliniaste).

Mimo wymienionych różnic, rędziny kredowe — w porównaniu z rędzinami wytworzonymi z utworów innych formacji geologicznych — są glebami najbardziej wartościowymi, gdyż skały kredowe, w porównaniu z utworami wapiennymi innych formacji, są bardziej miękkie i łatwiej wietrzejące.

Sprzyja to wykształceniu się głębszego poziomu próchnicznego (nawet do 50 cm), lepszemu powiązaniu próchnicy z częściami mineralnymi i wytworzeniu trwałej struktury.

Rędziny kredowe wytworzone z wapieni mają gorszą strukturę niż wytworzone z wapieni marglistych, margli wapiennych i opok zawierających większe ilości części ilastych, decydujących o dużej pojemności wodnej i trwałości agregatów strukturalnych. Rędziny kredowe zawierają często domieszkę materiału obcego (lodowcowego, deluwialnego, eolicznego), podnoszącego ich wartość rolniczą (szczególnie na wapieniach).

Z utworów kredowych tworzą się najczęściej rędziny czarnoziemne lub właściwe.

Rędziny wytworzone z utworów jurajskich

Utworami tymi są głównie twarde wapienie i wapienie margliste, rzadziej dolomity i wapienie dolomityczne. W porównaniu z utworami kredowymi są one twardsze, trudniej wietrzeją i zawierają mniejszą ilość węglanów aktywnych.

Rędziny jurajskie są więc glebami płytkimi, zawierającymi znaczną ilość okruchów skalnych na powierzchni. Zawartość próchnicy w poziomie *Ap* gleb ornych nie przekracza 3%.

W szczelinach skalnych może występować plejstoceńska odwapniona zwietrzelina typu *terra fusca*, świadcząca o tworzeniu się tych gleb w innych niż dzisiejsze warunkach klimatycznych. Są to często gleby policykliczne.

Rędziny jurajskie użytkowane rolniczo oceniane są jako gleby o niskiej i średniej jakości.

Z utworów jurajskich tworzą się najczęściej rędziny inicjalne, właściwe i brunatne, czyste lub mieszane z domieszką materiału plejstoceńskiego.

Rędziny wytworzone z utworów triasowych, dewońskich i permskich

Utworami triasowymi i dewońskimi są wapienie płytowe, masywne wapienie rafowe, wapienie dolomityczne, dolomity i dolomity wapniste, a utworami permskimi — zlepieńce permskie (cechsztyńskie).

Są one twarde (krystaliczne) i trudno wietrzejące. Zawierają duże ilości (do 90% i więcej) węglanów, ale mało węglanów aktywnych (7—8%). Decyduje to o powolnym rozwoju rędzin wytworzonych z tych utworów. Są to gleby płytkie, szkieletowe, ze słabo wykształconym poziomem próchnicznym i o słabym powiązaniu materii organicznej z częściami mineralnymi.

W szczelinach skalnych mogą występować reliktowe zwietrzeliny młodsze typu *terra fusca* lub starsze — *terra rossa.*

Na wymienionych utworach powstają najczęściej rędziny inicjalne i właściwe, rzadziej rędziny brunatne.

RĘDZINY SIARCZANOWE (GIPSOWE)

Rędziny siarczanowe stanowią odrębny rodzaj rędzin, wytworzonych ze skał osadowych powstałych w wyniku strącania się gipsów w wysychających lagunach. Utwory gipsowe, w odróżnieniu od węglanowych skał organicznych, są osobną grupą litologiczną skał osadowych pochodzenia chemicznego.

W ich skład wchodzą głównie siarczany wapnia: gips i anhydryt. W domieszkach występują: kwarc, kalcyt, dolomit, wodorotlenek żelaza i substancje bitumiczne.

Wyróżnia się gipsy pryzmatyczne (selenity), odporne na działanie czynników zewnętrznych, oraz gipsy drobnoziarniste (alabastry) łatwiej wietrzejące.

Rędziny gipsowe, zawierające oprócz zwietrzeliny skały macierzystej materiał innego pochodzenia geologicznego, określane są jako rędziny gipsowe mieszane.

Właściwości fizykochemiczne rędzin siarczanowych wykazują sporą zmienność i zależą od składu mineralnego (głównie od zawartości węglanów) oraz domieszki obcego genetycznie materiału (iłu, gliny, lessu lub piasku).

Poziom próchniczny ma barwę czarną lub prawie czarną i zawiera do 5% próchnicy. Stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych jest dość wysoki (1,8 i więcej). W porównaniu z rędzinami węglanowymi w rędzinach siarczanowych polimeryzacja związków próchnicznych jest bardziej zaawansowana.

Odczyn tych gleb w poziomie *A* jest zwykle kwaśny, a w przypadku zawartości w zwietrzelinie węglanów — obojętny lub słabo zasadowy. W zagłębieniach, wskutek nadmiernej wilgoci, procesy redukcyjne powodują wytwarzanie siarkowodoru szkodliwego dla roślin.

Właściwości użytkowe rędzin siarczanowych zależą w dużym stopniu od ukształtowania terenu i od rodzaju gipsu. Z reguły są to gleby średniej i słabej (gdy płytkie) jakości.

Gipsowe rędziny inicjalne tworzą siedliska kserotermicznych muraw, reprezentowanych przez zespół stulisza miotłowego i ostnicy włosowatej (*Sisymbrio-Stipetum capillatae*). Mniej suche zbocza z rędzinami gipsowymi czarnoziemnymi porasta zwykle tzw. *step kwietny*, tj. mezokserofilny zespół rutewki i szałwi łąkowej (*Thalictro-Salvietum pratensis*). Wilgotne odmiany rędzin gipsowych tworzą m.in. siedlisko żyźniejszych podzespołów lasów grądowych (*Tilio-Carpinetum*).

ANEKS IV. WAŻNIEJSZE RODZAJE I GATUNKI GLEB

Rodzaje gleb wyróżnia się na podstawie pochodzenia geologicznego oraz właściwości fizykochemicznych skał, występujących w powierzchniowych warstwach skorupy ziemskiej. Ze zwietrzelin tych skał pod wpływem działania czynników glebotwórczych powstają gleby. Jeżeli w zasięgu profilu glebowego występują skały litologiczne niejednorodne, do rodzaju należy zarówno skała macierzysta gleby, jak i jej podłoże.

SKAŁY MACIERZYSTE GLEB

Skałami macierzystymi gleb nazywamy powierzchniowe utwory skorupy ziemskiej, które, wietrzejąc w określonych warunkach środowiska geograficznego, dostarczają tworzącym się glebom substratu o specyficznym uziarnieniu, składzie minerałów, właściwościach fizycznych, chemicznych i biologicznych, o charakterystycznej budowie profilu.

Skały wchodzące w skład skorupy ziemskiej dzielą się na trzy zasadnicze grupy: A. Skały magmowe, B. Skały osadowe, C. Skały przeobrażone (metamorficzne).

A. Skały magmowe

Skały magmowe to zespoły mineralne powstałe przez zakrzepnięcie gorącego, naturalnego stopu krzemianowego, zwanego magmą lub lawą. Proces ten może zachodzić w głębi skorupy ziemskiej, na jej powierzchni lub pod powierzchnią w warunkach pośrednich.

W zależności od głębokości oraz warunków temperatury i ciśnienia w wyniku zastygania magmy lub lawy powstają: 1) skały magmowe głębinowe, 2) skały magmowe wylewne, 3) skały magmowe żyłowe.

1. *Skały magmowe głębinowe* powstają w warunkach wysokiego ciśnienia

i stopniowo obniżającej się temperatury. Struktura ich jest dlatego zazwyczaj ziarnista, niekiedy porfirowata, a tekstura zbita, bezładna lub niekiedy ukierunkowana. Do ważniejszych skał magmowych głębinowych występujących w Polsce należą: granity, sjenity, dioryty, gabra.

Granity. Głównymi ich składnikami są kwarc, skaleń potasowy lub sodowy oraz plagioklazy. Kwarc występuje zwykle w ilości 20–30%, czasem zawartość jego dochodzi do 40%, a niekiedy nawet do 50%; są to więc skały kwaśne. Skaleń potasowy występuje jako mikroklin, rzadziej ortoklaz barwy białej do różowej. Ziarna skaleni są często zmatowiałe, na ogół jednak są przezroczyste. Plagioklazy mają najczęściej makroskopowo barwę mlecznobiałą, szarą, zielonkawą, rzadziej różową. Najpospolitszym minerałem ciemnym jest biotyt. Zawartość jego waha się od kilku do kilkunastu procent, rzadko przekracza 20%. Minerał ten tworzy blaszki błyszczące, prawie czarne, brunatne, rzadziej zielone. Barwa zielona jest często powodowana wietrzeniem. W granitach rzadko występują amfibole, pirokseny, muskowit, cyrkon, rutyl, apatyt i magnetyt. Zawartość SiO_2 wynosi 60–80%. Żelaza, magnezu i wapnia jest niewiele. Granity z przewagą skaleni sodowo-wapniowych nad potasowymi nazywane są granodiorytami.

Na podstawie występujących obok skaleni i kwarcu innych minerałów wyróżnia się kilka odmian granitów, z których ważniejsze to granit dwumikowy (właściwy), biotytowy, muskowitowy, hornblendowy.

Zwietrzelina granitowa jest zazwyczaj kamienista, a w częściach ziemistych ma skład granulometryczny piasków gliniastych lub niekiedy glin. Jej cechą charakterystyczną jest duża zawartość ziarn kwarcu. Z granitów gruboziarnistych powstają zwietrzeliny łatwo przepuszczalne, z drobnoziarnistych – trudniej przepuszczalne. Zwietrzelina jest zazwyczaj ostrokrawędzista, ma różną zawartość składników mineralnych, jest bogata w potas, uboga w inne pierwiastki, szczególnie w wapń. Stąd tendencja do powstawania gleb kwaśnych.

Sjenity. Pod względem barwy i zawartości minerałów ciemnych są podobne do granitu, ewentualnie nieco ciemniejsze. Zawartość kwarcu nie jest większa od 10%. Skalenie potasowe występują w postaci ortoklazu lub mikroklinu. Często spotyka się oligoklazy lub andezyn. Wśród minerałów ciemnych występuje hornblenda zielona lub biotyt, niekiedy piroksen. W skład minerałów akcesorycznych wchodzi cyrkon, apatyt, tytanit, korund. Wśród minerałów wtórnych główną rolę odgrywają chloryty. Sjenity są skałami obojętnymi, wietrzeją łatwiej od granitów i dają zwietrzelinę drobnoziarnistą, bogatą w składniki mineralne.

Dioryty. Głównymi składnikami są plagioklazy i hornblenda. W mniejszych ilościach występują pirokseny i biotyt, rzadko skaleń potasowy i kwarc. Zawartość krzemionki jest niewielka, dużo jest natomiast żelaza, magnezu i wapnia. Barwa diorytów jest szara, rzadko z odcieniem różowym. Odmiany bogate w minerały ciemne są ciemnoszare, prawie czarne. Zwietrzelina jest

uboga w kwarc i charakteryzuje się w częściach ziemistych składem granulometrycznym iłów lub glin ciężkich, bogatych w kationy dwuwartościowe, np. Mg^{2+} i Ca^{2+}.

Gabra. Głównymi składnikami są: anortyt, piroksen, hornblenda i oliwin. Jako minerał towarzyszący występuje biotyt, a z pobocznych — magnetyt, apatyt, ilmenit, tytanit. Skała jest bogata w żelazo i magnez, a uboższa w krzemionkę. Stąd też zwietrzelina jest drobnoziarnista i bogata w wapń oraz magnez.

2. *Skały magmowe wylewne* powstają wskutek zastygania lawy na powierzchni ziemi w warunkach normalnego ciśnienia i szybko obniżającej się temperatury.

W związku z warunkami krystalizacji skały magmowe wylewne odznaczają się strukturą porfirową, skrytokrystaliczną lub szklistą oraz teksturą porowatą lub zbitą. Do najczęściej spotykanych w Polsce skał magmowych wylewnych należą: trachity, andezyty, bazalty, ryolity.

Trachity. Są to skały nasycone krzemionką z przewagą skalenia potasowego nad plagioklazami. W zależności od składu mineralnego wyróżnia się trachity zwyczajne, alkaliczne i peralkaliczne. Trachity zwyczajne zawierają prakryształy sanidynu lub ortoklazu, z oligoklazem, biotytem i hornblendą. Wśród minerałów pobocznych i akcesorycznych występują: apatyt, magnetyt, rutyl, tytanit, trydymit, cyrkon. Trachity alkaliczne są bogate, obok skalenia potasowego, w albit. Trachity peralkaliczne zawierają minerały z grupy piroksenów i amfiboli alkalicznych.

Skład chemiczny trachitów jest podobny do sjenitów, ale bogatszy w krzemionkę. Barwa trachitów jest zazwyczaj jasnoszara, różowa, żółtawa, czerwonawa lub brunatna. Struktura porfirowa. Wietrzeją bardzo wolno i dają zwietrzelinę ubogą w składniki mineralne, szczególnie w Ca i Mg.

Andezyty. Mają skład mineralny podobny do diorytów. Główne składniki andezytu to plagioklazy oraz amfibole lub pirokseny. Barwa ciemnoszara, struktura porfirowa. Wietrzeją dość szybko. Zwietrzelina ma zazwyczaj drobne uziarnienie, jest trudno przepuszczalna i bogata w żelazo, wapń i magnez.

Bazalty. W ich skład wchodzą plagioklazy zasadowe, bogate w krzemiany wapnia, pirokseny, oliwiny i hornblendę, biotyt i magnetyt. W domieszce występują też apatyt i niekiedy kwarc. Bazalty w stanie świeżym są prawie czarne, zwietrzałe są brunatne. Struktura często porfirowa, a tekstura zbita. Bazalt bogaty w oliwin (> 50%) nazywany jest bazaltem oliwinowym. Bazalty wietrzeją trudno i dają gleby płytkie o różnym uziarnieniu. Zwietrzelina ma w stropie w częściach ziemistych uziarnienie pyłów o stosunkowo małej zawartości części koloidalnych. Zawiera ona również pewne ilości form alofanowych. W Polsce występuje kilka odmian bazaltów o różnym składzie chemicznym.

3. *Skały magmowe żyłowe* powstają w warunkach pośrednich w wyniku przemieszczenia magmy w pobliże powierzchni ziemi. W związku z wyraźną dwufazowością powstawania, skały magmowe żyłowe mają różne struktury — ziarnistą, porfirowatą i porfirową, tekstury jednak zazwyczaj są zbite i bezładne, niekiedy uporządkowane. Wśród ważniejszych skał żyłowych należy wymienić pegmatyty, diabazy, aplity, lamprofiry. Skały te zajmują w Polsce niewielkie powierzchnie.

Ze zwietrzelin skał magmowych *in situ* (na miejscu powstania) tworzą się najczęściej gleby szkieletowe o małej miąższości, szczególnie w terenach wysokogórskich o większych nachyleniach stoków. W terenach płaskich kształtują się najczęściej gleby bogatsze we frakcje drobne, jednak o zróżnicowanym uziarnieniu. Skały magmowe gruboziarniste wietrzeją łatwo i głęboko, gdy tymczasem skały magmowe drobnoziarniste są bardziej odporne na wietrzenie. Skały ubogie w krzemionkę wietrzeją łatwiej od skał bogatych w ten składnik.

B. Skały osadowe

Skały osadowe, występujące na lądach, w morzach i oceanach, powstają wskutek transportu i osadzania różnego rodzaju zwietrzelin skał pochodzenia organicznego i nieorganicznego, z produktów wytrącania z roztworów wodnych oraz z produktów działalności organizmów na powierzchni ziemi.

Właściwości skał osadowych zależą głównie od składu mineralnego skały wietrzejącej, od klimatu i organizmów żywych oraz reliefu powierzchni ziemi. W zależności od składu mineralnego skał i klimatu powstająca zwietrzelina uzyskuje charakterystyczne zabarwienie i skład chemiczny. W procesach transportu i sedymentacji następuje zróżnicowanie geochemiczne stosunków ilościowych poszczególnych pierwiastków w zależności od stopnia ich rozpuszczalności w roztworach przy zmieniających się warunkach ciśnienia i temperatury środowiska. Poszczególne grupy skał osadowych różnią się nieraz bardzo znacznie składem mineralnym, chemicznym i uziarnieniem.

Skały osadowe zbudowane są z materiałów pochodzenia allogenicznego (wytworzonych poza miejscem sedymentacji) i z materiałów pochodzenia autogenicznego (wytworzonych w miejscach osadzania). Składnikami allogenicznymi są zazwyczaj kwarc, skalenie, miki, minerały ciężkie i odłamki skał. Pochodzenie autogeniczne mają zazwyczaj glaukonit, węglany, siarczany, chlorki, fosforany, tlenki i siarczki żelaza.

Na terenie Polski wśród skał macierzystych gleb największą rolę odgrywają skały osadowe plejstoceńskie i holoceńskie.

Wśród skał osadowych, w zależności od składu mineralnego i genezy, wyróżnia się: 1) skały osadowe okruchowe (klastyczne i piroklastyczne), 2) skały osadowe organogeniczne i chemiczne.

1. *Skały osadowe okruchowe* składają się z okruchów i ziarn powstałych ze zwietrzeliny innych skał. Okruchy i ziarna zwietrzelin skał pierwotnych mogą pozostawać albo na miejscu powstania, albo też pod wpływem czynników transportujących (np. działania lodowców, wód płynących, wiatrów i innych) mogą być przeniesione na znaczne odległości i osadzane w postaci skał okruchowych luźnych. Niektóre z tych skał uległy procesom diagenezy, w czasie której luźne osady zostały scementowane w zwięzłe skały okruchowe, złożone z okruchów, ziarn i substancji wiążących (spoiwa).

Skały osadowe okruchowe dzielimy na: luźne (nie scementowane) oraz scementowane.

Skały osadowe okruchowe luźne. Wśród nich wyróżnia się m.in.: gruzy, kamienie, żwiry, piaski, gliny, iły, utwory pyłowe wodnej genezy, lessy.

Gruzy. Są to skały złożone z ostrokrawędzistych (nie obtoczonych) okruchów skał, minerałów i odłamków o średnicach większych od 1 mm, nie transportowane lub transportowane na niewielkie odległości, odporne na obtaczanie. Przykładem gruzu są piargi, gruzowiska lub rumosze skalne.

Kamienie. Są to skały składające się z zaokrąglonych (obtoczonych) odłamków skał masywnych o średnicach większych od 20 mm, osadzone przez wody płynące na tarasach rzecznych lub powstałe w wyniku rozmycia materiału zwałowego przez wody lodowca.

Żwiry. Są to skały złożone w przewadze z odłamków skał, minerałów o średnicy 1,0–20,0 mm, o krawędziach obtoczonych wskutek transportu materiału skalnego w środowisku wodnym i lądowym. Występują najczęściej w osadach czwartorzędowych, w utworach starszych są na ogół scementowane.

W zależności od genezy wyróżnia się żwiry zwałowe i wodnego pochodzenia.

Żwiry zwałowe. Utwory akumulacji lodowcowej, zawierające przewagę frakcji żwirowej (o średnicy cząstek od 1 mm do 20 mm). Ułożenie elementów składowych jest zazwyczaj bezładne. Cechą szczególną żwirów zwałowych jest słabe wysortowanie i urozmaicony skład petrograficzny.

Żwiry wodnego pochodzenia. Utwory wodnolodowcowe lub rzeczne, zawierające również przewagę frakcji żwirowej, odznaczające się warstwowaniem. W żwirach morskich lub rzecznych zaznacza się często rytmiczność uwarstwienia oraz prawidłowość w ułożeniu dłuższych osi otoczaków.

Piaski. Są to okruchy minerałów i skał o średnicach przeważnie od 1,0 do 0,1 mm. Powstają one w środowisku wodnym i lądowym w wyniku wietrzenia i transportu i są w tych środowiskach wielokrotnie resedymentowane. Ich skład mineralny, kształt i wielkość ziarn oraz stopień obtoczenia, wygładzenia i zmatowienia powierzchni zależy od długości drogi transportu oraz od szybkości sedymentacji.

W składzie mineralnym piasków dominuje kwarc. Jako domieszki występują okruchy skał drobnoziarnistych, minerały ciężkie odporne na wietrzenie i transport, glaukonit, skalenie, minerały ilaste i inne. Barwa piasków zależy głównie od zawartości kwarcu, tlenków i wodorotlenków żelaza, glaukonitu, oraz od stopnia zwietrzenia.

Wierzchnie warstwy piasków osadzonych w plejstocenie uległy przekształceniom kriogenicznym w środowisku peryglacjalnym.

W zależności od genezy można wyróżnić: piaski zwałowe, wodnolodowcowe, aluwialne starych tarasów akumulacyjnych, aluwialne, wydmowe, morskie.

Piaski zwałowe. Są to różnoziarniste słabo obtoczone i na ogół nie warstwowane utwory osadzone przez lodowce. Powstać też mogły z glin zwałowych przez wypłukiwanie z nich części spławialnych. W odróżnieniu od piasków wodnego pochodzenia zawierają one większą domieszkę części szkieletowych i są zasobniejsze w glinokrzemiany.

Pod względem uziarnienia zawierają do 20% części spławialnych. Wśród piasków zwałowych spotyka się stosunkowo rzadko piaski luźne.

Piaski wodnolodowcowe (fluwioglacjalne). Są to na ogół średnio obtoczone piaski osadzone przez wody lodowcowe na przedpolach moren czołowych (piaski sandrowe). Pokłady piasków wodnolodowcowych o złej selekcji odznaczają się krzyżowym uwarstwieniem oraz dobrym przesortowaniem materiału w poszczególnych warstwach. Pod względem uziarnienia są to najczęściej piaski luźne lub słabogliniaste, a rzadziej gliniaste. Suche piaski luźne łatwo ulegają zwydmieniu. Piaski sandrowe są na ogół bogate w minerały łatwo wietrzejące. Skład mineralny oraz stopień wysortowania i obtoczenia ziarna zależą od odległości transportu. Piaski w strefie bliższej moren czołowych są bogatsze pod względem składu mineralnego niż piaski w strefie sandru zewnętrznego.

Piaski aluwialne starych tarasów akumulacyjnych. Są to piaski osadzone w plejstocenie przez wody w pradolinach rzecznych. Odznaczają się one charakterystycznym warstwowaniem. Pod względem uziarnienia są to najczęściej piaski luźne lub piaski słabogliniaste, a rzadziej piaski gliniaste. Suche piaski luźne łatwo ulegają zwydmieniu. W piaskach starych tarasów rzecznych dominuje kwarc, są one więc stosunkowo ubogie w składniki mineralne.

Piaski aluwialne współczesnych tarasów rzecznych. Są to zwykle różnoziarniste warstwowane piaski o ziarnie obtoczonym i błyszczącym, osadzone przez wody rzeczne we współczesnych dolinach. Są to najczęściej piaski luźne, łatwo ulegające zwydmieniu.

Piaski wydmowe (eoliczne). Są to równoziarniste piaski luźne, przesortowane przez wiatr i łatwo ulegające transportowi wietrznemu. Ziarna tych piasków są dobrze obtoczone, mają powierzchnię matową. Skład mineralny tych piasków zależy najczęściej od miejsca pochodzenia materiału eolicznego. Nie zawsze odpowiada podłożu, na którym wydma występuje. W piaskach wydmowych znajdują się często lokalne nagromadzenia minerałów ciężkich. Uwarstwienie tych piasków jest zmienne, najczęściej przekątne lub krzyżowe. Zwydmieniu ulegają suche i luźne zarazem piaski różnego pochodzenia geologicznego, a przede wszystkim piaski rzeczne starych tarasów akumulacyjnych.

Piaski morskie. Występują na wybrzeżach Bałtyku i odznaczają się dobrym obtoczeniem oraz selekcją, często krzyżowym uwarstwieniem. Obserwuje się w nich soczewkowe warstwy żwirów, a niekiedy kamieni. Są przeważnie bogate w kwarc oraz w glaukonit i wzbogacone w minerały ciężkie.

Gliny. Są to różnoziarniste zwietrzeliny lub osady zbudowane z materiału mineralnego, zawierającego ponad 20% części spławialnych. Na obszarze Polski występują głównie gliny lodowcowe.

Gliny lodowcowe. Są to utwory akumulacji lodowcowej, składające się z różnoziarnistego materiału nie warstwowanego. Materiał ten jest produktem wietrzenia skał sąsiadujących z lodowcem i abrazji lodowcowej. Stąd też jego skład mineralny może być lokalnie bardzo różny. Charakterystyczną cechą glin lodowcowych są tkwiące w nich otoczaki, o różnej wielkości, często ze śladami rys lodowcowych.

W zależności od uziarnienia gliny lodowcowe charakteryzują się różnym stopniem zwięzłości i przepuszczalności. Wierzchnie warstwy tych glin uległy najczęściej w mniejszym lub większym stopniu spiaszczeniu w wyniku przekształceń kriogenicznych w środowisku peryglacjalnym oraz w trakcie późniejszego rozwoju procesu glebotwórczego.

Iły. Są to osady pochodzenia wodnego lub wietrzeniowego, plastyczne w stanie wilgotnym i zwięzłe w stanie suchym, składające się przeważnie z materiałów drobnoziarnistych.

Domieszka materiałów gruboziarnistych jest zazwyczaj śladowa. W składzie iłów przeważają minerały ilaste. Zawartość materiałów autogenicznych jest zazwyczaj niewielka i uwarunkowana pochodzeniem iłu. Skład mineralny powstających iłów zależy od kwasowości roztworów, warunków klimatycznych, warunków transportu i przebiegu procesu diagenezy.

W zależności od genezy wyróżnia się: iły lodowcowe, rzeczne, jeziorne, morskie, lagunowe.

Iły lodowcowe (warwowe, zastoiskowe). Są to warstwowane osady mineralne z materiału pyłowo-ilastego w lodowcowych jeziorach zastoiskowych. Warstwa osadzona latem posiada odcień jasny, wykazuje większą miąższość i składa się z materiału niekiedy nawet piaszczystego. Warstwy ciemne osadzone zimą są cieńsze, składają się z materiałów drobnoziarnistych, a ich barwa pochodzi od nie rozłożonych szczątków organicznych i tlenków żelaza. Grubość poszczególnych warstw jest zazwyczaj nieduża i waha się najczęściej w granicach od 0,5 do 1,0 cm.

Iły rzeczne. Powstają w dolnych biegach rzek lub na tarasach zalewowych w deltach rzek przez osadzanie materiału z wód powoli płynących i stojących. W skład ich wchodzą minerały ilaste oraz blaszkowate minerały detrytyczne.

Iły jeziorne. Powstają w środowisku o spokojnej sedymentacji materiałów detrytycznych transportowanych z lądów i autogenicznych minerałów węglanowych. W zależności od kwasowości środowiska występują w nich illit lub kaolinit. Osady te są bogatsze w potas i magnez od iłów rzecznych.

Iły morskie. Odznaczają się zmiennym uziarnieniem i składem chemicznym. Charakterystycznym minerałem wskaźnikowym jest glaukonit, illit i fosforytyzowane szczątki fauny morskiej. Zbudowane są one z materiałów równoziarnistych o często mikrorytmicznym złożeniu. W Polsce najczęściej są spotykane iły mioceńskie i plioceńskie. Iły poznańskie (pstre), osadzane w zbiorniku wodnym plioceńskim odznaczają się dużą zawartością części koloidalnych, dużą spoistością i plastycznością oraz w stanie suchym charakterystyczną strukturą pryzmatyczną. W spągu iły te mają barwę szarą i brunatną, są silnie zawęglone, z cienkimi warstewkami węgla brunatnego i sapropelu. Domieszki żwiru i piasku są niewielkie. Poziom środkowy iłów poznańskich ma barwę zieloną lub niebieską i jest bogaty w glaukonit. W stropie występują iły płomykowe o różnej miąższości, o barwie szarej, szarozielonkawej z czerwonymi, wiśniowobrunatnymi i żółtobrunatnymi plamami i smugami.

Utwory pyłowe wodnej genezy. Powstały one w wyniku przesortowania utworów zwałowych, jak również innych utworów przez wody lodowcowe i polodowcowe i osadzanie w dolinach rzecznych, nieckach jeziornych i zatokach morskich. Ich skład mineralny i struktura są podobne do lessów. Przeważa w nich jednak pył kwarcowo-skaleniowy, któremu towarzyszą odłamki mik, autogenicznego pirytu, minerały ilaste, wodorotlenki żelaza i szczątki organiczne.

Lokalnie, dzięki sprzyjającym warunkom morfologicznym i klimatycznym, powstają grube pokłady utworów pyłowych wietrzeniowych na skałach krystalicznych. Składem mineralnym zbliżone są one do lessów, są bowiem bogate w skalenie i minerały ciężkie.

Lessy są to utwory pyłowe pochodzenia eolicznego o barwie żółtej, odznaczające się dużą porowatością i zdolnością pionowego pękania. Zawierają przeciętnie 60–80% kwarcu, 10–20% glinokrzemianów oraz pewne ilości wapnia (średnio 12%). Pod względem uziarnienia są to utwory pyłowe zwykłe lub ilaste. W lessach występują często konkrecje wapienne (lalki lessowe).

Skały osadowe okruchowe scementowane. Wśród skał osadowych okruchowych scementowanych (zlepionych lepiszczem) wyróżnia się: brekcje i zlepieńce (kamieniste i żwirowe), piaskowce, iłowce i łupki ilaste.

Brekcje i zlepieńce (kamieniste i żwirowe). Brekcje, czyli druzgoty, zbudowane są z gruzu ostrokrawędzistego spojonego lepiszczem. Zlepieńce natomiast składają się ze spojonych lepiszczem mniej lub więcej zaokrąglonych odłamków skalnych.

Wyróżnia się brekcje osadowe, powstające dzięki niszczącemu działaniu wietrzenia, erozji wodnej, lodowców itp., oraz brekcje tektoniczne, powstające przez rozkruszanie skał pod wpływem ruchów tektonicznych. Do brekcji osadowych należą brekcje rezydualne i brekcje śródformacyjne. Brekcje rezydualne występują na terenach speneplenizowanych i powstają głównie w procesie wietrzenia skał w klimacie suchym, o dużych wahaniach temperatury lub w klimacie zimnym, gdzie czynnikiem kruszącym jest woda zamarzająca

w szczelinach skał. Brekcje śródformacyjne powstają wskutek denudowania, transportu i osadzania materiałów zwietrzelinowych. Brekcje lodowcowe składają się z materiałów ostrokrawędzistych i półobtoczonych, źle przesegregowanych, scementowanych materiałem ilasto-piaszczystym, często z węglanami. Stare brekcje lodowcowe z paleozoiku nazwane są *tillitami.*

Piaskowce. Są to piaski zlepione różnorodnym spoiwem (krzemionkowym, żelazistym, wapiennym, ilastym i innym). Oprócz minerałów allogenicznych, charakterystycznych dla piasków, występują w piaskowcach minerały autogeniczne, do których należą: kwarc w postaci obwódek autogenicznych lub samodzielnych ziarn, chalcedon, opal, węglany, glaukonit, częściowo minerały ilaste, chloryty, skalenie, anhydryt, gips, baryt.

Piaskowce dzielimy na trzy grupy: piaskowce kwarcowe, arkozy, szarogłazy.

Piaskowce kwarcowe. Posiadają różne zabarwienie i składają się z dobrze wysortowanych i obtoczonych ziarn. Zawierają one przeciętnie około 80% kwarcu i około 2% skaleni, głównie potasowych, muskowit, ciężkie minerały z przewagą cyrkonu, rutylu i turmalinu. Spoiwo jest najczęściej chemicznie strącone, krzemionkowe, węglanowe, żelaziste, fosforanowe, bitumiczne, gipsowe, barytowe, ilaste itp. Piaskowiec kwarcowy o spoiwie pierwotnie krzemionkowym, w którym spoiwo uległo rekrystalizacji, nazywamy piaskowcem kwarcytowym. Barwa piaskowców zależy głównie od ilości domieszek wodorotlenków żelaza i glaukonitu. Czyste piaskowce kwarcowe są białe lub żółtawe; w obecności znacznych domieszek innych minerałów mają barwy żółte, brunatne, czerwone, zielonkawe.

Piaskowce ze spoiwem chalcedonowym lub opalowym i śladami substancji organicznej mogą być ciemnoszare.

Arkozy. Są skałami zazwyczaj barwy białej do różowej lub czerwonej do jasnoszarej, osadzonymi na lądzie i składającymi się głównie z kwarcu i skalenia potasowego. Ziarna kwarcowe są zazwyczaj dobrze obtoczone, a skalenie ostrokrawędziste. Skały te są najczęściej ubogie w spoiwo i słabo scementowane. Powstają przeważnie w środowisku lądowym, niekiedy w morskim, w wyniku szybkiej sedymentacji zwietrzeliny skał granitowych.

Szarogłazy. Składają się ze źle obtoczonych, lecz silnie scementowanych okruchów skał drobnoziarnistych, ziarn minerałów ciemnych, kwarcu, mik, skaleni. Barwa ich jest najczęściej szara, szarozielona do prawie czarnej, spoiwo ich jest przeważnie ilasto-krzemionkowe.

W obrębie tej samej ławicy mogą występować warstwy zbudowane z cząstek gruboziarnistych, średnioziarnistych i drobnoziarnistych. Są to osady morskie, powstające w warunkach szybkiej sedymentacji materiałów detrytycznych pochodzących z erozji skał magmowych, osadowych i metamorficznych.

Iłowce i łupki ilaste. Są to scementowane osadowe skały nie wykazujące kierunkowości w teksturze. Łupki ilaste są scementowaną skałą, cechują się warstwowaniem i laminacją. Przy wietrzeniu z obu skał powstają zwietrzeliny ilaste (iły rezydualne). Iły rezydualne, w odróżnieniu od glin rezydualnych, zawierają mało części szkieletowych i wykazują większą miąższość.

2. *Skały osadowe organiczne i chemiczne* powstają wskutek nagromadzenia szczątków organicznych, które mogą podlegać przemianom chemicznym lub powstają na drodze czysto chemicznej przez wytrącanie niektórych substancji z roztworów bądź w sposób kombinowany. W tej grupie skał znajdują się skały węglanowe (wapienie, dolomity, margle), torfy i węgle brunatne, skały krzemionkowe oraz gipsy i anhydryty. Zaklasyfikowanie wielu z nich jako czysto organicznych czy czysto chemicznych jest bardzo trudne, ponieważ zawierają one zarówno substancje pochodzenia organicznego, jak i minerały strącone w drodze chemicznej.

Wapienie, dolomity i margle różnych formacji geologicznych. W skałach tych, zależnie od ogólnej zawartości węglanów oraz części niewęglanowych (a wśród węglanów kalcytu i dolomitu), wyróżnia się wapienie, wapienie margliste, margle wapienne oraz dolomity, dolomity margliste i margle dolomitowe.

Wapienie zawierają 90—100% węglanów. Ilość kalcytu w wapieniach może wahać się w granicach 50—100%, a dolomitu od 0 do 50% ogólnej ilości węglanów. W zależności od mniejszej lub większej domieszki iłu lub piasku w częściach niewęglanowych wyróżnia się wapienie czyste (0—10% części niewęglanowych piaskowych lub ilastych) i wapienie piaszczyste (10—50% części niewęglanowych piaskowych).

Wapienie margliste składają się z 67—90% minerałów węglanowych oraz 10—33% części niewęglanowych. W skład części niewęglanowych wchodzi 0—10% piasku oraz 90—100% frakcji ilastych. W przypadku występowania w części niewęglanowej 10—50% piasku i 50—90% iłu wyróżnia się wapienie marglisto-piaszczyste.

Dolomity czyste zawierają 90—100% węglanów oraz 0—10% części niewęglanowych. Ilość dolomitu może wahać się od 50 do 100%, a ilość kalcytu — od 0 do 50% ogólnej ilości węglanów. W zależności od mniejszej lub większej domieszki iłu lub piasku w częściach niewęglanowych wyróżnia się dolomity zawierające 0—10% części niewęglanowych i dolomity piaszczyste zawierające 10—15% części niewęglanowych piaskowych. W przypadku zawartości kalcytu od 5 do 25% ogólnej ilości węglanów określa się dolomity jako wapniste, a w przypadku zawartości kalcytu od 25 do 50% ogólnej ilości węglanów — dolomity wapienne.

Margle dolomitowe zawierają 33—67% węglanów oraz 67—33% części niewęglanowych. Zależnie od mniejszej lub większej zawartości iłu lub piasku w częściach niewęglanowych wyróżnia się margle dolomitowe oraz margle dolomitowe piaszczyste. W przypadku zawartości kalcytu od 5 do 25% ogólnej ilości węglanów wyróżnia się margle dolomitowe wapniste, a w przypadku zawartości kalcytu od 25 do 50% ogólnej ilości węglanów — margle dolomitowe wapienne.

Wapienie, dolomity i margle powstawały w różnych okresach geologicznych i mają zróżnicowany skład mineralny. Podatność wapieni na wietrzenie zależy od ich wieku, właściwości fizycznych i właściwości domieszek niewęgla-

nowych. Silniej zdolomityzowane wapienie i dolomity wietrzeją trudniej niż wapienie nie zawierające węglanu magnezu. W przypadku zawartości dolomitu od 5 do 25% ogólnej ilości węglanów wyróżnia się wapienie marglisto-dolomityczne, a w przypadku zawartości dolomitu od 25 do 50% ogólnej ilości węglanów — wapienie marglisto-dolomitowe.

Margle wapienne zawierają 33—67% węglanów oraz 67—33% części niewęglanowych. Zależnie od zawartości iłu lub piasku w częściach niewęglanowych wyróżnia się margle wapienne zawierające 0—10% piasku i 90—100% iłu oraz margle wapienno-piaszczyste zawierające 10—50% piasku i 50— 90% iłu. W przypadku zawartości dolomitu od 5 do 25% ogólnej ilości węglanów wyróżnia się wapienno-dolomityczne, a w przypadku zawartości dolomitu od 25 do 50% ogólnej ilości węglanów — margle wapienne dolomitowe.

Wapienie i margle powstają wskutek nagromadzenia szczątków zwierząt i roślin w zbiornikach morskich i śródlądowych oraz wytrącania węglanu wapnia w drodze chemicznej lub biochemicznej. W skład ich wchodzą przeważnie minerały kalcytu i aragonitu oraz dolomitu. Sporadycznie występują illit, piryt, glaukonit, a także buły krzemienne, chalcedon, tlenki glinu i żelaza, kwarc i skalenie. W zależności od genezy wyróżnia się muszlowce, wapienie rafowe, kredę, wapienie pelagiczne, wapienie jeziorne, wapienie oolitowe itd.

Odmiany skał wapiennych pochodzenia morskiego, zasobne w minerały ilaste, są zaliczane do margli, a bogate w krzemionkę — do opok. Z wapieni i dolomitów powstają zwietrzeliny piaskowe, gliniaste, pyłowe i iłowe.

Wapienie i margle dewońskie, jurajskie i trzeciorzędowe, jak również wapienie i margle innych formacji geologicznych charakteryzują się w stosunku do skał formacji kredowej większą na ogół twardością i mniejszą podatnością na wietrzenie.

Torfy. Torfy są skałami organicznymi zbudowanymi z nałożonych na siebie warstw obumarłych resztek roślin w warunkach beztlenowych, storfiałych i wzbogaconych w węgiel organiczny. Torfy odznaczają się różnym stopniem rozłożenia i humifikacji, z czym wiążą się ich specyficzne właściwości. Odznaczają się one wysoką pojemnością sorpcyjną oraz niewielką przepuszczalnością wodną, ale dużą jej pojemnością, a także słabym przewodnictwem cieplnym. Gęstość właściwa i objętościowa jest zazwyczaj niewielka.

Wśród torfów wyróżnia się torfy torfowisk niskich, torfy torfowisk wysokich, torfy torfowisk przejściowych.

Torfy torfowisk niskich. Torfowiska niskie powstają w przepływowych dolinach rzecznych i jeziorach w warunkach nadmiernej wilgotności, przy udziale ruchomych wód powierzchniowych, bogatych w mineralne roztwory i zawiesiny. Odczyn ich jest słabo kwaśny lub obojętny. Odznaczają się one stosunkowo wysoką popielnością dochodzącą do 25% suchej masy. Głównymi składnikami popiołu są związki fosforu (często w postaci minerału wiwianitu), wapnia i potasu.

Torfy torfowisk wysokich. Tworzą się na wododziałach i stokach znajdujących się pod wpływem wód opadowych. Charakterystycznymi cechami morfologicznymi torfowisk wysokich są m.in. mniej lub więcej kopulasty kształt torfowiska oraz kępkowo-dolinkowa powierzchnia.

Torfy torfowisk przejściowych. Odznaczają się właściwościami pośrednimi między torfami torfowisk niskich i torfami torfowisk wysokich. W podłożu torfowisk przejściowych leży przeważnie torf niski.

Skały krzemionkowe. Są to skały osadowe odznaczające się dużą zawartością krzemionki, wytrąconej na drodze chemicznej w wyniku procesów diagenetycznych, lub pochodzenia organicznego. Należą tu m.in. gejzeryty, radiolaryty, spongioloty, gezy i opoki. Zawierają one znaczne ilości krzemionki (70—90%) głównie w formie opalowych igieł gąbek. W gezach odwapnionych znaczną część krzemionki stanowi kwarc detrytyczny, część jej natomiast jest związana w glinokrzemianach. Wśród składników detrytycznych występują w gezach, oprócz kwarcu, skalenie oraz minerały ciężkie (zwłaszcza cyrkon, turmalin i magnetyt). Z minerałów autogenicznych występuje z reguły glaukonit oraz piryt. Wśród szczątków organicznych najczęstsze są igły gąbek, ponadto radiolarie, okrzemki, otwornice oraz nieliczne szczątki małżów i szkarłupni. Igły gąbek są wypełnione opalem lub chalcedonem, często także glaukonitem lub pirytem. W składzie zarówno gezy bezwapiennej, jak i gezy wapnistej występuje kwarc i glaukonit, w pierwszym jednak utworze jest spoiwo ilasto-krzemionkowe, w drugim natomiast — kalcytowe. Ponadto w gezie wapnistej spotyka się otwornice.

Na obszarze Polski odwapnione utwory krzemionkowe należą do formacji kredowej i występują głównie na Roztoczu. Odwapnienie tych utworów miało miejsce w eocenie, w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego oraz bujnej roślinności. Ze względu na zawartość w nich materiału detrytycznego, o czym świadczy znaczne reziduum po traktowaniu tych utworów stężonymi kwasami, ze względu na ich lekkość i porowatość (próżnie po rozpuszczonych igłach gąbek) oraz obecność czertów zalicza się je do typu tzw. lekkiej opoki odwapnionej. W odróżnieniu od gezów, powstałych dzięki nagromadzeniu szczątków gąbek krzemionkowych, opoka odwapniona jest zaliczana do diagenetycznych skał krzemionkowych, tworzących się w wyniku sylifikacji skał wapiennych.

Gipsy i anhydryty. Skały o genezie typowo chemicznej powstały z roztworów wodnych w wyniku odparowania wody w suchym klimacie z jezior lub częściowo z odciętych zatok morskich. Głównymi składnikami są siarczany wapnia — gips i anhydryt. Jako domieszki występują: kwarc, kalcyt, dolomit, minerały ilaste, wodorotlenki żelaza i substancje bitumiczne. W zależności od wielkości kryształów wyróżnia się gipsy zbite, drobnoziarniste (np. alabaster), ziarniste, grubo- i wielkoziarniste. Skały te są miękkie i łatwo wietrzeją. Barwa ich jest biała, szara, brunatna lub żółtawa. Anhydryt jest zazwyczaj drobnoziarnisty i ma barwę szarą.

W grupie skał osadowych organicznych i chemicznych mniejsze znaczenie jako skały glebotwórcze mają martwice krzemionkowe, rudy darniowe i bagienne oraz martwice wapienne.

C. Skały metamorficzne

Skały metamorficzne powstają z przeobrażenia skał magmowych lub osadowych w głębszych częściach skorupy ziemskiej pod wpływem zmiany ciśnienia i temperatury.

Do najpospolitszych skał metamorficznych należą gnejsy, kwarcyty, amfibolity, marmury, łupki krystaliczne i inne.

Gnejsy. Ich skład mineralny jest zbliżony do granitów, jednak różnią się nieco od nich. Obok przeważającego kwarcu, skaleni i mik występują: hornblenda, granat, epidot, a czasem turmalin, dysten, sylimanit, grafit i inne. Skały te są zazwyczaj drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste lub porfirowate. Przez przekształcenie kwaśnych skał magmowych powstają ortognejsy. Metamorfoza skał osadowych powoduje powstanie paragnejsów. W zależności od składu mineralnego wyróżnia się gnejsy muskowitowe, biotytowe, dwumikowe, hornbledowe i augitowe. Gnejsy wietrzeją łatwiej od odpowiednich skał nie zmetamorfizowanych. W zależności od uziarnienia powstaje zwietrzelina bardziej lub mniej gruboziarnista, o składzie mechanicznym piasku gliniastego do gliny lekkiej i miąższości do kilku metrów.

Amfibolity. Składają się głównie z hornblendy i towarzyszącego plagioklazu, kwarcu, biotytu, epidotytu, granatu. Skład chemiczny jest podobny do gabra. Są to lite skały, zazwyczaj średnio- i drobnoziarniste, rzadziej gruboziarniste, barwy ciemnej, szarozielonej do czarnej.

Marmury. Są to skały krystaliczne powstałe wskutek metamorfizmu termicznego skał węglanowych. Składają się głównie z kalcytu. Inne minerały (forsteryt, peryklaz, spinel, korund) występują w niewielkich ilościach. Kryształy są zazwyczaj średnio- lub drobnoziarniste, białe, szare, różowe lub zabarwione wstęgowo. Z marmurów powstaje zwietrzelina drobnoziarnista, zawierająca większe odłamki.

Łupki krystaliczne. Są to skały metamorficzne o strukturze krystalicznej i silnie zaakcentowanej teksturze łupkowej. W ich składzie mineralnym przeważają minerały blaszkowate, jak miki, chloryt, talk itp. Powstają ze skał ilasto-piaszczystych w wyniku ich zmetamorfizowania, głównie pod wpływem ciśnienia. Zwietrzelina ich jest zazwyczaj bogata we frakcje iłu koloidalnego i pyłowe. W górnej części zwietrzeliny brak prawie zupełnie odłamków skalnych, w dolnej zaś występują w dużych ilościach i wywołują zbicie zwietrzeliny.

GATUNKI GLEB

Podstawą wyróżnienia gatunków gleb jest procentowa zawartość frakcji szkieletowych, piaskowych, pyłowych i frakcji spławialnych.

PODZIAŁ UTWORÓW GLEBOWYCH NA FRAKCJE GRANULOMETRYCZNE

Frakcją granulometryczną nazywamy zbiór cząstek o określonych średnicach. Według Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, w materiale glebowym wyróżniamy: części szkieletowe o średnicy cząstek większych od 1 mm i części ziemiste o średnicy cząstek mniejszych od 1 mm. Części szkieletowe i ziemiste dzieli się następująco:

Części szkieletowe

1. Frakcja kamieni — o średnicy cząstek powyżej 20 mm
2. Frakcja żwiru — o średnicy cząstek od 20 do 1 mm

Części ziemiste

3. Frakcje piaskowe o średnicy cząstek 1,0—0,1 mm
   a) piasek gruby — o średnicy cząstek 1,0—0,5 mm
   b) piasek średni — o średnicy cząstek 0,5—0,25 mm
   c) piasek drobny — o średnicy cząstek 0,25—0,1 mm
4. Frakcje pyłowe — o średnicy cząstek 0,1—0,01 mm (0,02 mm)*
   a) pył gruby — o średnicy cząstek 0,1—0,05 mm
   b) pył drobny — o średnicy cząstek 0,05—0,01 mm (0,02 mm)
5. Frakcje spławialne — ilaste — o średnicy cząstek poniżej 0,01 mm, względnie poniżej 0,02 mm*
   a) ił pyłowy gruby — o średnicy cząstek 0,01—0,005 mm (0,02—0,006 mm)*
   b) ił pyłowy drobny — o średnicy cząstek 0,005—0,001 mm (0,006—0,002 mm)*
   c) ił koloidalny — o średnicy cząstek mniejszej od 0,001 mm (< 0,002 mm).

PODZIAŁ UTWORÓW GLEBOWYCH NA GRUPY GRANULOMETRYCZNE

Poszczególne utwory glebowe, w zależności od ich składu granulometrycznego, a w szczególności od procentowej zawartości części spławialnych oraz przewagi określonej frakcji, dzielimy na następujące grupy granulometryczne:

1. Utwory kamieniste — zawierają w masie glebowej powyżej 25% frakcji kamieni o średnicy > 20 mm
   a) utwory silnie kamieniste — 75% frakcji kamienistych
   b) utwory średnio kamieniste — 75—50% frakcji kamienistych
   c) utwory słabo kamieniste — 50—25% frakcji kamienistych

* Dwie wielkości graniczne dla części spławialnych podano ze względu na stosowane różne metody analiz granulometrycznych.

2. Utwory żwirowe (żwiry) – zawierają w masie glebowej ponad 50% frakcji żwirowych o średnicy od 1 do 20 mm.

   W zależności od zawartości cząstek spławialnych wśród żwirów wyróżnia się:

   a) żwiry piaszczyste, w których ilość części spławialnych w przeliczeniu na całość masy glebowej nie przekracza 10%, a części ziemiste wykazują skład mechaniczny piasku;
   b) żwiry gliniaste, w których ilość części spławialnych w przeliczeniu na całość masy glebowej wynosi od 10 do 20%, a części ziemiste wykazują skład mechaniczny glin.

3. Utwory piaskowe (piaski), w których przeważa frakcja piasku, a ilość cząstek spławialnych wynosi od 0 do 20%.

   Wśród piasków wyróżnia się:

   a) piaski luźne, zawierające od 0 do 5% części spławialnych.
   b) piaski słabogliniaste, zawierające od 5 do 10% części spławialnych,
   c) piaski gliniaste lekkie, zawierające od 10 do 15% części spławialnych,
   d) piaski gliniaste mocne, zawierające od 15 do 20% części spławialnych.

W zależności od przewagi frakcji piasku wyróżnia się: piaski gruboziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste oraz równoziarniste.

4. Utwory pyłowe zawierają ponad 40% frakcji pyłowych i do 50% frakcji spławialnych. Wśród utworów pyłowych, w zależności od procentowej zawartości części spławialnych, wyróżnia się: a) pyły zwykłe zawierające do 35% frakcji spławialnych, b) pyły ilaste zawierające od 35 do 50% frakcji spławialnych.

5. Utwory gliniaste (gliny) zawierają ponad 20% części spławialnych. W zależności od zawartości części spławialnych wyróżnia się:

   a) gliny lekkie, zawierające od 20 do 35% frakcji spławialnych,
   b) gliny średnie zawierające od 35 do 50% frakcji spławialnych,
   c) gliny ciężkie zawierające ponad 50% części spławialnych

6. Utwory iłowe (iły) zawierają ponad 50% frakcji spławialnych. Nie zawierają one prawie wcale części szkieletowych, a piasku niewielką domieszkę:

   a) iły właściwe zawierają ponad 50% frakcji spławialnych i do 25% frakcji pyłowych,
   b) iły pylaste zawierają ponad 50% frakcji spławialnych oraz 25 do 40% frakcji pyłowych

Uwaga:

W utworach żwirowych piaskowych i gliniastych przy zawartości frakcji pyłowych od 25 do 40% dodajemy określenie „pylasty" lub „pylasta".

ANEKS V. ZASADY PODZIAŁU GLEB HYDROGENICZNYCH NA RODZAJE ORAZ ŁĄCZENIA RODZAJÓW W PROGNOSTYCZNE KOMPLEKSY WILGOTNOŚCIOWO-GLEBOWE*

ZASADY USTALANIA RODZAJÓW GLEB HYDROGENICZNYCH

Wyróżnianie w obrębie gleb hydrogenicznych jednostek w randze rodzajów oparte jest na określeniu:

- procesu zachodzącego w glebie,
- rodzaju utworów glebowych występujących w profilu glebowym,
- układu tych utworów w warstwach tworzących profil.

Rozpoznanie takie dotyczy trzech warstw wyodrębnionych w profilu glebowym miąższości 1,3 m. Warstwy te traktowane są jako diagnostyczne. Są to:

- warstwa korzeniowa (K) sięgająca od 0–30 cm, mieszcząca główną masę (90%) korzeni roślinności łąkowej; jej właściwości, szczególnie retencyjne, decydują o rozwoju korzeni roślinnych;
- warstwa pierwsza podścielająca (T_1) sięgająca od 30–80 cm zatrzymująca wodę; wpływa ona na podsiąkanie kapilarne od zwierciadła wody gruntowej do warstwy korzeniowej, a jej właściwości decydują o efektywności podsiąkania;
- warstwa druga podścielająca (T_2) sięgająca od 80–130 cm, w której na użytkach zielonych, meliorowanych według przyjętych u nas systemów, zalega zwykle poziom wody gruntowej; jej właściwości decydują o intensywności bocznego ruchu wody, związanego z rowami melioracyjnymi lub dopływem wód gruntowych.

Charakterystyka tych trzech warstw diagnostycznych pozwala na ustalenie rodzaju gleby hydrogenicznej. Informacje te dotyczą:

---

* Autor – Henryk Okruszko.

Uwaga. Wszystkie symbole stosowane w aneksach V i VI są niezależne od symboli używanych do znakowania poziomów i podpoziomów podawanych w rozdziale: Definicje i symbole poziomów glebowych.

Pełny tekst „Zasad podziału" został opublikowany w Rocz. Glebozn. 1988 t. 39, 1, s. 127–152.

a) w przypadku warstwy korzeniowej K:
   — procesu glebowego i jego zaawansowania,
   — rodzaju utworu glebowego objętego tym procesem;
b) w przypadku warstw T_1 i T_2:
   — rodzaju dominującego w tych warstwach utworu glebowego, wyróżnianego według kryteriów charakteryzujących właściwości glebowe.

Podstawą są tu szczegółowe informacje o procesach glebowych oraz o utworach tworzących glebę.

Rozpoznanie procesu glebowego umożliwia zaliczenie wydzielonego rodzaju do właściwego typu lub podtypu. Natomiast zasadniczym kryterium w określeniu rodzaju gleby hydrogenicznej jest utwór glebowy, jego geneza i właściwości.

Przy określaniu procesu glebowego w niektórych glebach hydrogenicznych można na podstawie warstwy korzeniowej (K) ustalić stopień jego zaawansowania lub charakter zachodzących zmian.

Stopień zaawansowania, czyli stan nasilenia procesu formującego lub przeobrażającego glebę, ustala się w odniesieniu do gleb torfowych zarówno bagiennych, jak i murszowych. Wyróżnia się trzy stadia zaawansowania procesu: I — II — III. Stan zabagnienia określa się na podstawie dominacji w warstwie K torfu rozpatrywanego według stopnia rozkładu w tej warstwie. Natomiast stan zmurszenia gleby torfowej określa się na podstawie morfologii warstwy K; uwzględnia się tu z jednej strony występowanie charakterystycznych poziomów genetycznych $M1 - M2 - M3$, z drugiej zaś miąższość zmurszałej warstwy [63].

Stan zmodyfikowania procesu glebowego przez dodatkowe czynniki w czarnych ziemiach i glebach napływowych przedstawia się zwykle w nawiązaniu do zawartości masy organicznej. Na podstawie jej zasobności wyodrębnia się czarne ziemie właściwe, murszowate lub zdegradowane, a mady jako właściwe lub próchniczne. Ponadto, uwzględniając oznaki procesu brunatnienia, wyróżnia się czarne ziemie zbrunatniałe lub mady brunatne.

Podstawą właściwego scharakteryzowania rodzaju gleby jest prawidłowe rozpoznanie utworów glebowych występujących w poszczególnych warstwach diagnostycznych jej profilu.

W zależności od warunków hydroekologicznych panujących w siedlisku rozróżnia się sześć zasadniczych rodzajów hydrogenicznych utworów glebowych [67]. Utwory te składają się z masy mineralnej lub organicznej lub z jednej i drugiej. Przy różnym udziale masy organicznej i mineralnej powstają hydrogeniczne utwory glebowe. Są to: utwory próchnicowe, torfiaste, muły, torfy, namuły i gytie.

Wśród utworów i gleb hydrogenicznych szczególną rolę odgrywają torfy, które są na tyle zróżnicowane pod względem swych właściwości, że znajduje to wyraz w zróżnicowaniu warunków siedliskowych na tych glebach. Z tych względów charakterystyka torfów musi w badaniach gleboznawczych uwzględniać dodatkowo stopień ich rozkładu oraz skład botaniczny.

SPOSÓB USTALANIA RODZAJU GLEBY HYDROGENICZNEJ

Rodzaj gleby określa się na podstawie podanych zasad identyfikacji rodzajów utworów glebowych w poszczególnych warstwach diagnostycznych profilu glebowego.

Analizując szczegółowo warstwę wierzchnią (*K*) oraz występującą roślinność ustala się proces glebowy. Informację tę koduje się odpowiednim symbolem literowym. W przypadku procesów wpływających na typ gleby stosuje się następujące symbole:
gleba glejowa — *G*, bagienna — *P*, murszowa — *M*, gleba napływowa — *F*, czarna ziemia — *D*.

Po ustaleniu procesu określa się rodzaj utworu glebowego, występującego w warstwie korzeniowej. Mogą to być utwory inicjalne (pierwotne), czyli powstające w fazie ich akumulacji, lub przeobrażone pod wpływem procesu murszenia. Przy identyfikacji utworu zmurszałego zwykle konieczne jest ustalenie jego inicjalnego utworu macierzystego, przy uwzględnieniu charakteru siedliska glebowego.

Utwory torfiaste pierwotne oraz zmurszałe występujące jako murszowate oznacza się symbolem *c*, a silnie humusowe (próchnicowe) jako murszaste — symbolem *i*. W przypadku gleb torfowych jako rodzaj utworu murszejącego podaje się torf (*t*). Jeśli warstwa murszowa zalega bezpośrednio na mineralnym podłożu, to utwór glebowy w warstwie *K* określa się jako mursz, bez ustalania rodzaju utworu, z którego on powstał, i oznacza symbolem *r*.

Następnym zadaniem wynikającym z analizy warstwy *K* jest w przypadku gleb torfowych ustalenie stopnia zaawansowania procesu (I—II—III) [63].

Drugi etap określania gleby wiąże się z analizą warstwy diagnostycznej (T_1), czyli pierwszej podścielającej. W warstwie tej określa się rodzaj tworzącego ją utworu. W glebach hydrogenicznych warstwę tę mogą tworzyć następujące utwory: torf, muł, gytia, kreda jeziorna, utwór mineralny, którym może być namuł lub podłoże.

W przypadku torfu ustala się przy diagnostyce rodzaju gleby jego stopień rozkładu, wyrażany symbolami $R_1-R_2-R_3$.

W rozpatrywanej warstwie diagnostycznej (50 cm) mogą występować torfy o różnym stopniu rozkładu w poszczególnych warstewkach. Konieczne jest określenie, który torf dominuje, tzn. decyduje o właściwościach gleby w całej warstwie diagnostycznej.

Rodzaj dominującego torfu w warstwie diagnostycznej wyraża się symbolem według następujących reguł: słabo rozłożony (R_1) — *a*, średnio rozłożony (R_2) — *b*, silnie rozłożony (R_3) — *c*.

W przypadku mułów informację podaje się symbolem przyjętym dla tego rodzaju utworów (*m*), które są z reguły mało zróżnicowane. Natomiast w przypadku gytii, znacznie różniących się składem i właściwościami, charakterystykę

warstwy przedstawia się podobnie jak w glebach torfowych, tj. przez ustalenie rodzaju utworu dominującego [63]. Występowanie kredy jeziorowej oznacza się symbolem *w*.

Jeśli rozpatrywaną warstwę diagnostyczną stanowi utwór mineralny, napływowy lub miejscowy, należy określić jego skład granulometryczny. W zależności od cech charakteryzujących ten utwór wyróżnia się cztery zasadnicze rodzaje gleb hydrogenicznych [91]: bardzo lekkie (1), lekkie (2), średnie (3) i ciężkie (4).

Trzeci etap określania rodzaju gleby wiąże się z analizą warstwy T_2, drugiej podścielającej. Analizę tę przeprowadza się w sposób identyczny jak w przypadku warstwy T_1.

Zapisy powyższe dają pełne określenie rodzaju gleby i jej właściwości (tab. 3).

Ze względu na duże zróżnicowanie rodzajowe gleb hydrogenicznych, wynikające z różnorodności tworzących je utworów glebowych i kombinacji, jakie tworzą cechy charakterystyczne trzech warstw diagnostycznych, ustalono większe jednostki systematyczne. Łączą one podobne rodzaje gleb w kompleksy utworzone z punktu widzenia działalności gospodarczej. Określa się w ten sposób prognostyczne kompleksy wilgotnościowo-glebowe (PKWG).

Tabela 3

Zasada podziału gleb hydrogenicznych

	Profil	Zasady podziału
0 cm *K*	mursz lub wierzchnica bagienna	Na podstawie warstwy wierzchniej (*K*) ustala się typ gleby, np. bagienny (*Pt*) lub murszowy (*Mt*), który dzieli się na podtypy: *Pt* I – II – III *Pm*, *Gt*, *Ge* itp. lub *Mt* I – II – III
30 cm T_1	I warstwa podścielająca	Na podstawie rodzaju utworu w warstwie T_1 ustala się rodzaj gleb: *a* lub 1 *b* 2 *c* 3 4
80 cm T_2	II warstwa podścielająca	Na podstawie rodzaju utworu w warstwie T_2 uszczegóławia się rodzaje gleb: *aa* – *ab* – *ac* lub 11 – 12 – 13 – 14 *ba* – *bb* – *bc* 21 – 22 – 23 – 22 *ca* – *cb* – *cc* 31 – 32 – 33 – 34 41 – 42 – 43 – 44 lub *b*1 – *b*2 *c*2 – *b*4 itp.

ANEKS VI*. SIEDLISKA NA GLEBACH HYDROGENICZNYCH

WPROWADZENIE

Gleba hydrogeniczna jest odbiciem swoistych cech panującego klimatu, utworu geologicznego, na którym została wytworzona, oraz zbiorowiska roślinnego ukształtowanego przez oba te czynniki. Gleby hydrogeniczne powstają w tych miejscach krajobrazu, gdzie gromadzi się i występuje przez czas dłuższy woda, oddziałująca na utwór macierzysty.

Zróżnicowanie stosunków wodnych znajduje swój wyraz w charakterze zbiorowisk roślinnych oraz w przebiegu przemian w środowisku glebowym. W ten sposób powstają określone siedliska, w których tworzą się właściwe im gleby.

Siedliska ukształtowane, które powstały pod wpływem czynnika wody i w których dominuje ten czynnik, określa się jako mokradła. W ich obrębie występują wyraźne różnice, będące odbiciem zróżnicowania warunków wodnych. Ustalenie rodzajów mokradeł jest więc ujęciem w system klasyfikacyjny różnic w obrębie stosunków wodnych siedlisk, jak też związanych z nimi utworów glebowych i powstających z nich gleb. Jest to systematyka hydrogenicznych siedlisk glebotwórczych, która stanowi punkt wyjścia wszelkich dalszych rozważań w obrębie systematyki gleb hydrogenicznych. Zagadnienie to jest tematem poprzedniego aneksu.

Siedliska ukształtowane przez czynnik wodny (hydrogeniczne) są u nas głównie obiektami gospodarki łąkowej lub leśnej. W związku z tym są one odpowiednio charakteryzowane i klasyfikowane pod kątem potrzeb gospodarki łąkowej lub leśnej. Przedstawienie związku między hydrogenicznymi siedliskami a powstałymi tu glebami jest treścią dalszej części tego aneksu.

---

* Autor — Henryk Okruszko.

HYDROGENICZNE SIEDLISKA GLEBOTWÓRCZE

Powstanie hydrogenicznych gleb, czyli tworzonych przez wodę, zachodzi współcześnie na drodze *sedentacji*, to jest powstawania masy glebowej w miejscu jej występowania, lub *sedymentacji*, czyli osadzania tej masy przez wodę po jej przetransportowaniu z innego miejsca.

Sedentacja jest procesem biologicznym lub chemicznym. W procesie biologicznym masa glebowa powstaje jako materia roślinna, rzadziej zwierzęca, poddana przeobrażeniom związanym z krążeniem pierwiastków w przyrodzie. Przeobrażenie to najczęściej występuje jako humifikacja. Stopień przeobrażenia materii organicznej jest różny i zależy od kierunku i charakteru procesu glebotwórczego, zachodzącego w siedlisku powstawania gleby. W procesie chemicznym masa glebowa powstaje jako osad wytrącony w wyniku reakcji zachodzących w roztworze glebowym. Jest to najczęściej węglan wapnia lub wodorotlenki Fe^{2+} i Fe^{3+}, węglany i fosforany.

Sedymentacja jest mechanicznym osadzaniem zawiesiny zawartej w wodzie. Proces osadzania uzależniony jest od wielkości i ciężaru cząstek zawieszonych w wodzie, co powoduje rozsegregowanie powstających na tej drodze utworów według składu granulometrycznego. Utwory glebowe, formujące się w wyniku sedymentacji, są najczęściej mineralne i pochodzą z materiału zebranego w innym miejscu, rozmytego i posegregowanego według wielkości cząstek w trakcie transportu przez wodę.

Występowanie zjawiska sedentacji lub sedymentacji oraz procesów z nimi związanych, prowadzących do powstawania określonych utworów, zależy od warunków wodnych, określanych mianem *stanu uwodnienia siedliska.*

Zjawiska te obejmują z jednej strony sposób występowania wody w siedlisku, szczególnie w odniesieniu do powierzchni gleby, z drugiej zaś kształtowanie się stosunków powietrzno-wodnych i związanego z tym natlenienia środowiska glebowego. Różnice w uwodnieniu środowiska znajdują swoje odzwierciedlenie w rozwoju roślin i przeobrażeniu wyprodukowanej w siedlisku masy roślinnej. Zróżnicowanie to określa się jako *warunki hydroekologiczne mokradeł.*

Warunki hydroekologiczne mokradeł określa z jednej strony występowanie wody w siedlisku, z drugiej zaś stan natlenienia środowiska glebowego (tab. 4). Układowi tych czynników odpowiadają w siedlisku określone warunki ekologiczne, związane z nimi zbiorowiska roślinne oraz powstające utwory glebowe.

Na terenach mokradłowych wyodrębnia się pięć rodzajów siedlisk, różniących się rodzajami powstających w nich utworów glebowych (tab. 4). Są to:

1) podmokliska lub próchnicowiska, w których powstają utwory wytworzone z mineralnego podłoża i zawartej w nim masy organicznej; w podmokliskach okresowych powstaje utwór próchnicowy, natomiast w podmokliskach stałych – utwór torfiasty;

2) torfowiska, akumulujące różne rodzaje torfu, będące odbiciem różnych zbiorowisk roślinności torfotwórczej; kształtują się one zależnie od sposobu

występowania wody w siedlisku: torfy semiterrestryczne, telmatyczne, limnetyczne; oraz w przypadku torfów semiterrestrycznych od żyzności siedliska (torfy oligo-, mezo- i eutroficzne);

Tabela 4

Rodzaje mokradeł jako siedlisk glebotwórczych na tle warunków hydroekologicznych

Stan natlenienia środowiska glebowego (stadium procesu glebotwórczego)		Sposób występowania wody w siedlisku (zbiorowisko roślinne)		
		bez zalewu (semiterrestryczne)	z okresowym zalewem (telmatyczne)	ze stałym zalewem (limnetyczne)
		St	*T*	*L*
Dominacja aerobiozy (próchnicowe)	A	podmoklisko okresowe (utwór próchnicowy)	namulisko (namuł)	gytiowisko (gytia)
Warunki aerobowo-anaerobowe (błotne)	*A/An*	podmoklisko stałe (utwór torfiasty)	mułowisko zalewane (muł telmatyczny)	mułowisko zatopione (muł limnetyczny)
Dominacja anaerobiozy (bagienne)	*An*	torfowisko wynurzone (torf semiterrestryczny)	torfowisko zalewane (torf telmatyczny)	torfowisko zatopione (torf limnetyczny)

3) mułowiska jako miejsca sedentacji silnie zhumifikowanej masy organicznej przy pewnym udziale sedymentacji mineralnej zawiesiny z wody, co prowadzi do powstawania mułów telmatycznych lub limnetycznych;

4) namuliska — siedliska pod dominującym oddziaływaniem procesu sedymentacji przyniesionej przez wodę zawiesiny, przeważnie mineralnej, z której powstają namuły pochodzenia aluwialnego lub deluwialnego,

5) gytiowiska — rozlewiska o wodzie w takim stopniu natlenionej, że zachodzi w niej pełny rozkład masy roślinnej i jej przeobrażenie; czynny udział w tym procesie bierze fauna bentosu, tworząc organiczny detrytus; ten ostatni wraz z domieszką osadzonego węglanu wapnia lub mineralnej zawiesiny tworzy utwór nazywany *gytią* lub *sapropelem.*

Cechami charakterystycznymi wyodrębnionych siedlisk są w przypadku:

— podmoklisk: brak zalewu, stosunkowo dobre (*A*) lub ograniczone (*An*) natlenienie środowiska glebowego stymulujące rozkład masy organicznej;

— torfowisk: panowanie anaerobiozy (*An*), bez względu na sposób występowania w siedlisku wody; brak przepływu wody powoduje akumulację masy organicznej;

— mułowisk: zalew okresowy lub stały, przy okresowym (*A/An*) natlenieniu środowiska glebowego, powodowanego ruchem wody, stymulującym humifikację masy organicznej;

— namulisk: intensywna sedymentacja osadów przy dużym natlenieniu środowiska glebowego (*A*) ograniczającego lub eliminującego akumulację masy organicznej, ulegającej mineralizacji;

— gytiowisk: sedentacja i sedymentacja w zbiorniku wodnym o dużych

zasobach tlenu rozpuszczonego w wodzie, stymulująca przemiany biologiczne w środowisku.

Określenie warunków hydroekologicznych i będących ich następstwem rodzajów utworów glebowych jest podstawą rozpoznania, systematyki i klasyfikacji gleb hydrogenicznych.

ZRÓŻNICOWANIE GLEB HYDROGENICZNYCH W POSZCZEGÓLNYCH FAZACH ICH ROZWOJU

Przedstawione siedliska glebotwórcze wiążą się z akumulacyjną fazą rozwoju utworów i gleb hydrogenicznych. Fazę tę cechuje dodatni bilans masy organicznej w siedlisku, powodowany ograniczonym w większym lub mniejszym stopniu uwilgotnieniem i natlenieniem środowiska glebowego. Akumulacja masy organicznej w glebie jest proporcjonalna do nasilenia anaerobiozy, a także zależy od stopnia zubożenia siedliska w składniki mineralne. Największe wartości osiąga ona w oligotroficznych torfowiskach, gdzie akumuluje się w postaci torfu, którego ilość sięga 30% wyprodukowanej biomasy. Natomiast w miarę natlenienia środowiska glebowego, wzmagającego tempo procesów biologicznych i związanego z nimi obiegu pierwiastków biogennych, akumulacja organicznej masy glebowej wynosi 1—2% wyprodukowanej materii roślinnej, odkładającej się w postaci silnie zmineralizowanego mułu lub próchnicy.

Natlenianie środowiska glebowego związane ze zmniejszeniem nawodnienia może następować na drodze naturalnej, jak też pod wpływem zabiegów człowieka.

Na drodze naturalnej siedliska stają się suchsze (mniej zabagnione) głównie na skutek wzrostu drenującego działania cieków wodnych. Następuje to jako rezultat erozji pogłębiającej koryto rzeczne. Efektem jest obniżanie się poziomów wód gruntowych i spadek wilgotności powierzchniowej warstwy glebowej.

Zjawisko to na terenach obejmowanych zalewami rzecznymi określa się jako *łęgowienie*, natomiast na terenach bez zalewów jako *grądowienie*. W sposób ewolucyjny, na skutek zmiany bazy erozyjnej rzek, torfowiska przekształcają się w *łęgi*, a łęgi w *grądy* [65, 66]. Wiąże się to również z przeobrażaniem się utworów glebowych i gleb występujących w siedliskach objętych tym procesem.

Pod wpływem prac odwadniających prowadzonych przez człowieka, siedliska hydrogeniczne przeobrażają się. Odwodnienia siedlisk mogą być zamierzone, wprowadzane jako zabiegi melioracyjne lub jako działanie następcze innych poczynań, np. wykonanie kanałów żeglownych, odkrywek górniczych, studni głębinowych. W każdym przypadku obniżenie poziomu wody gruntowej, zmniejszając wilgotność gleby w warstwie powierzchniowej, nasila procesy związane z przeobrażeniem i mineralizacją masy organicznej. Całokształt tych procesów określa się jako *murszenie gleb organicznych.*

W glebach organicznych lub organiczno-mineralnych nasilona mineralizacja prowadzi do zmniejszenia w pewnym procencie ilości masy organicznej. Natomiast w glebach organicznych (zawierających powyżej 20% masy organicznej) następuje także spadek miąższości aż do całkowitego zaniku warstwy organicznej. Jest to faza decesji w rozwoju gleb hydrogenicznych.

Fazy akumulacji i decesji znalazły już częściowo wyraz w systematyce gleb semihydrogenicznych i hydrogenicznych w rzędzie gleb zabagnianych i bagiennych. Gleby te reprezentują fazy akumulacji. Rząd gleb pobagiennych obrazuje fazę decesji. Dwa pozostałe rzędy: czarne ziemie i gleby napływowe, jako reprezentujące gleby mineralne, nie są rozpatrywane z punktu widzenia faz rozwojowych.

Natomiast w niedostatecznym stopniu fazy rozwojowe gleb hydrogenicznych są uwzględniane w charakterystyce siedlisk występujących na tych glebach. Dotyczy to zarówno siedlisk wyróżnianych pod kątem ekosystemów łąkowych, jak też leśnych. Charakteryzując gleby powstałe z utworów organicznych, należy uwzględnić występującą w nich masę organiczną. Trzeba wykazać czy gromadzi się ona współcześnie, czy też jest rezultatem wcześniej dokonanej akumulacji, a obecnie ulega wtórnym przeobrażeniom powodowanym przez proces murszenia. Wpływa to bowiem na obieg pierwiastków biogennych w ekosystemie, które mogą być z tego obiegu wyłączane (faza akumulacji), bądź do obiegu przekazywane (faza decesji). Znajduje to określony wyraz w produkcji biomasy w ekosystemie.

SIEDLISKA ŁĄKOWE NA GLEBACH HYDROGENICZNYCH

Zgodnie z naszą literaturą, na obszarach użytków zielonych na glebach hydrogenicznych wyróżnia się *typy siedliskowe użytków zielonych* lub *typy siedlisk łąkowych* [4, 19].

Typologiczny podział siedlisk w wersji uaktualnionej w Instytucie Melioracji i Użytków Zielonych przedstawiono w tabeli 5. Autorzy pierwotnej koncepcji podziału (Bury-Zaleska i Prończuk [4]) za podstawę wyróżniania jednostek przyjęli usytuowanie zbiorowisk roślinnych w dolinie w nawiązaniu do zalewów rzecznych i utworu glebowego (mineralny, mułowy, torfowy). Kryteria te nie zostały jednak ujęte w określony system, co powoduje pewną dowolność w ich interpretacji.

Porównanie tego podziału z systemem podziału hydrogenicznych siedlisk glebotwórczych, na których siedliska łąkowe występują, wykazuje zbieżność po uwzględnieniu fazy rozwojowej środowiska glebowego. Wskazują na to dane z tabel 6 i 7, rozpatrywane w nawiązaniu do tabeli 4.

Uwzględnianie fazy rozwojowej, prowadzące do identyfikacji rodzajów gleb, porządkuje podział typologiczny użytków zielonych i precyzuje jednocześnie kryteria wydzielania ich rodzajów (tab. 8). W tabeli 8, obok fazy akumulacji i decesji, uwzględnia się także fazę równowagi (equilibrium) w bilansie glebowej masy organicznej. Faza ta jest typowa dla gleb darniowych

Tabela 5

Typologiczny podział siedlisk łąkowych

Typ	Podtyp i rodzaj
1. Siedliska grądowe (grądy)	1.1. Grądy popławne — typowe i zabagnione 1.2. Grądy właściwe — typowe i świeże 1.3. Grądy podmokłe — zabagnione 1.4. Grądy namurszowe — namywane i antropogeniczne 1.5. Grądy zubożałe 1.6. Grądy połęgowe
2. Siedliska łęgowe (łęgi)	2.1. Łęgi zgrądowiałe — typowe i zubożałe 2.2. Łęgi właściwe 2.3. Łęgi rozlewiskowe — zabagnione i murszejące 2.4. Łęgi zastoiskowe — typowe, namulone i gytiowiskowe
3. Siedliska bielawowe (bielawy)	3.1. Bielawy okresowo zalewane 3.2. Bielawy podtapiane 3.3. Bielawy przywododziałowe
4. Siedliska murszowiskowe (murszowiska — łąki pobagienne)	4.1. Murszowiska łęgowiejące 4.2. Murszowiska właściwe — mechowiskowe, turzycowiskowe, szuwarowe, olesowe, gytiowiskowe 4.3. Murszowiska zdegradowane

Tabela 6

Siedliska łąkowe w fazie akumulacji

Warunki hydroekologiczne	Terrestryczne	Telmatyczne	Limnetyczne
A	grądy popławne właściwe	łęgi właściwe	szuwary wodne
A/An	grądy podmokłe	łęgi rozlewiskowe	szuwary wodne
An	bielawy	łęgi zastoiskowe	szuwary wodne

w siedliskach wilgotnych. Reprezentuje ona stan, w którym produkcja biomasy przez system korzeniowy darni równoważy jej rozkład. Równowaga ta uwidacznia się najwyraźniej w łąkowych glebach próchnicznych, w których przez wielolecia utrzymuje się określona zawartość masy organicznej, zmniejszająca się w sposób wyraźny dopiero po istotnej zmianie warunków wodnych, np. po intensywnym odwodnieniu lub zabagnieniu siedliska albo po zamianie użytkowania łąkowego na polowe. Przykładowym rodzajem takich siedlisk są *grądy popławne* lub *grądy właściwe*.

Tabela 8, prezentując rodzaje siedlisk wyróżnianych w polskim łąkarstwie, daje jednocześnie pełny obraz zróżnicowaia glebowego w obrębie tych

siedlisk. Wykazuje, że grądy mokre lub podlegające zabagnieniu mają gleby glejowe od próchnicznych do torfowych. Natomiast w warunkach mniejszego uwilgotnienia, często na skutek melioracji, grądy związane są z glebami murszastymi, murszowatymi i mineralno-murszowymi jako skutek przeobrażenia się grądów mokrych lub zabagnionych. Natomiast grądy ukształtowane w siedliskach dawniej łęgowych mają gleby napływowe (mady). Specyficzny

Tabela 7

Siedliska łąkowe w fazie decesji

Uprzednie warunki hydroekologiczne		Terrestryczne	Telmatyczne	Limnetyczne
Grądy	*A*	grądy właściwe	grądy połęgowe	murszowiska
	A/An	grądy pobagienne grądy namurszowe	murszowiska	
	An	murszowiska	murszowiska	

Tabela 8

Rodzaje siedlisk łąkowych na tle faz rozwojowych środowiska glebowego i związanych z tym rodzajów gleb hydrogenicznych

Typ siedliska łąkowego	Rodzaje siedliska i gleb w fazie:	
	akumulacji	równowagi i decesji
Grądy	popławne zabagnione (*Gi, Ge*) zubożałe (*Gi*) właściwe typowe (*Gi, Ge*) podmokłe zabagniane (*Ge*) zabagnione (*Gt*)	popławne typowe (*B, D*) zubożałe (*Mi*) właściwe typowe (*Mi, Me*) świeże (*B, D*) pobagienne (*Me, Mr*) połęgowe (F_{1-4}) namurszowe namywne (*Mn*) antropogeniczne
Łęgi	właściwe (*Gn*) rozlewiskowe zabagniane (*Pm, Gm*) zastoiskowe typowe (*Pt*) namulone (*Pn*) gytiowiska (*Pgy*)	zgrądowiałe typowe (F_{3-4}) zubożałe (F_{1-2}) rozlewiskowe murszejące (*Mm, Mr*)
Bielawy	okresowo zalewane (*Pt*) podtapiane (*Pt*) przywododziałowe (*Pt*)	

Tabela 8, cd.

Typ mokradła łąkowego	Rodzaje siedliska i gleb w fazie:	
	akumulacji	równowagi i decesji
Mursze		łęgowiejące (*Mt*-I) właściwe mechowiskowe (*Mt*-II*a*) turzycowiskowe (*Mt*-II*b*) szuwarowe (*Mt*-II*c*-*b*) olesowe (*Mt*-II*c*) gytiowiskowe (*Mgy*) zdegradowane (*Mt*-III)

Objaśnienia do tabeli 8:

Gleby: *B* – brunatne, *D* – czarne ziemie, *Gi* – próchniczno-glejowe, *Ge* – torfiasto-glejowe, *Gt* – torfowo-glejowe, *Gm* – mułowo-glejowe, *Gn* – namułowo-glejowe, *Pt* – torfowo-bagienne, *Pm* – mułowo-bagienne, *Pn* – namułowo-bagienne, *Pgy* – gytiowo-bagienne, F_{1-4} – mady różne, F_{1-2} – mady lekkie, F_{3-4} – mady średnie i ciężkie, *Mi* – murszaste, *Me* – murszowate, *Mr* – mineralno-murszowe, *Mn* – namurszowe, *Mm* – mułowo-murszowe, *Mt* – torfowo-murszowe, *Mgy* – gytiowo-murszowe; I-II-III – stadia zmurszenia, *a* – gleby z torfów włóknistych, *b* – gleby z torfów mozaikowych, *c* – gleby z torfów amorficznych.

rodzaj grądów powstaje na odwodnionych torfowiskach, z warstwą mineralnych namułów, miąższości powyżej 30 cm na torfie (deluwialnych lub aluwialnych), lub warstwą piasku na torfie jako skutek wykonanego napiaskowania torfowisk. Są to grądy namurszowe.

Łęgi w fazie akumulacji mają szeroką gamę gleb, od glejowych właściwych, powstających na mineralnych namułach w siedliskach łęgów właściwych, przez gleby mułowo-glejowe lub mułowo-bagienne (mułowo-błotne) typowe dla łęgów rozlewiskowych, będących mułowiskami telmatycznymi (*in statu nascendi*), po gleby torfowo-bagienne, związane z łęgami zastoiskowymi, oraz gleby bagienne z namułów mineralnych na torfie (namułowo-bagienne) albo gleby bagienne na gytii (najczęściej dna częściowo osuszonych jezior), jako reprezentacyjne dla specyficznych wariantów łęgów zastoiskowych.

Na łęgach w fazie decesji występują mady związane z łęgami zgrądowiałymi, powstającymi z łęgów właściwych po znacznym ograniczeniu pojawiających się na nich zalewów.

Drugi rodzaj to gleby mułowo-murszowe wytworzone z mułowo-bagiennych lub mineralno-murszowe powstające zarówno z gleb mułowo-glejowych, jak też wypłyconych na skutek mineralizacji gleb mułowo-murszowych. Gleby te są typowe dla odwodnionych częściowo lub całkowicie (pozbawionych zalewów) łęgów rozlewiskowych (mułowisk telmatycznych) lub płytkich zastoisk wodnych (mułowisk limnetycznych).

Bielawy reprezentują wynurzone torfowiska (semiterrestryczne, terrestryczne) w fazie akumulacyjnej, na których zaznacza się zróżnicowanie trofizmu, powodowane typem gospodarki wodnej, kształtowanej przez wody

podsiąkowe i opadowe. Zmniejszanie się wielkości podsiąkania kapilarnego wód gruntowych na rzecz akumulacji w masie torfowej wód opadowych prowadzi do oligotrofizacji siedliska, zaznaczającej się w charakterze zbiorowiska roślinnego. Znajduje to swój wyraz także w rodzajach odkładanego torfu, w formie przechodzenia od torfu mechowiskowego do torfu przejściowego, a następnie wysokiego. W systematyce siedlisk łąkowych zaznaczone to zostało w rodzajach bielaw: od bardziej żyznych zalewanych, przez uboższe podtapiane, do zubożałych przywododziałowych, często o przejściowym torfie.

We wszystkich przypadkach występują gleby torfowo-bagienne.

Cechą charakterystyczną siedlisk murszowiskowych jest występowanie gleb powstałych z torfów, mułów lub gytii na skutek odwodnienia i pod wpływem procesu murszenia. Gleby te są zróżnicowane przez rodzaj tworzącego je utworu macierzystego oraz stan zaawansowania procesu murszenia. Występują zarówno na torfowiskach, od semiterrestrycznych do limnetycznych, jak też mułowiskach i gytiowiskach, w warunkach ich odwodnienia powodującego proces murszenia.

Na częściowo odwodnionych torfowiskach, obejmowanych okresowymi zalewami, tworzą się siedliska murszowiskowe łęgowiejące, zbliżone swym charakterem do łęgów rozlewiskowych. To podobieństwo wynika z mineralizacji masy torfowej w czasie okresowego silnego jej napowietrzenia (odwodnienia), co powoduje włączanie do obiegu składników odżywczych znacznych ilości biogenów (azotu, fosforu). Łącznie ze składnikami donoszonymi przez wody zalewów (potas) wpływa to na eutrofizację siedliska, wyrażającą się rozwojem wysoko produkcyjnych pod względem biomasy zbiorowisk roślinnych, typowych dla łęgów rozlewiskowych. Zalewy i związany z nimi okresowy wzrost wilgotności siedliska ograniczają proces murszenia, co powoduje powstawanie gleb przeważnie słabo zmurszałych (*Mt*-I).

W siedliskach murszowiskowych właściwych dominują gleby średnio zmurszałe (*Mt*-II), typowe dla torfowisk odwodnionych zgodnie z wymaganiami użytków zielonych. Gleby te różnicują się według rodzajów torfów będących ich macierzystymi utworami, co znalazło wyraz w podziale tych siedlisk łąkowych (tab. 8).

Trzeci rodzaj siedlisk murszowiskowych, określanych jako zdegradowane, charakteryzuje się glebami silnie zmurszałymi (*Mt*-III), jakie powstają w wyniku głębokiego odwodnienia torfowisk. Są to tereny zbyt suche dla użytków zielonych.

SIEDLISKA LEŚNE NA GLEBACH HYDROGENICZNYCH

Usystematyzowanie siedlisk leśnych występujących na glebach hydrogenicznych w nawiązaniu do podziału siedlisk glebotwórczych jest trudniejsze niż w przypadku użytków zielonych. Wynika to przede wszystkim z fitosocjologicznego podziału zbiorowisk leśnych, w którym kryteria wyróżniania jednostek typologicznych w małym stopniu uwzględniają warunki glebowe [8, 85]. Najbardziej wiąże się z rodzajem siedlisk glebotwórczych podział IBL [40],

wyróżniający w obrębie typów siedliskowych lasów opartych na trofizmie warianty wilgotnościowe określane jako rodzaje siedlisk. Według tego podziału, wyróżnia się na terenach występowania gleb hydrogenicznych dwa zasadnicze rodzaje siedlisk: wilgotne (umiarkowanie i silnie) oraz bagienne. Z pewnym uproszczeniem można przyjąć, że w układzie hydroekologicznym siedliska te występują jako terrestryczne, ze zróżnicowaniem według stosunków powietrzno-wodnych na:

— umiarkowanie wilgotne — odpowiadające próchnicowym (*A*) — *w1*,
— silnie wilgotne — odpowiadające błotnym (*A/An*) — *w2*,
— bagienne — odpowiadające bagiennym (*An*) — *b*.

Ponadto wyróżniane są jako rodzaje siedliska łęgowe z podziałem na:

— wilgotne — odpowiadające telmatycznym błotnym,
— bardzo wilgotne — odpowiadające telmatycznym bagiennym.

Próba powiązania jednostek podziału IBL z warunkami glebowymi, ujętymi w system hydrogeniczny siedlisk glebotwórczych (tab. 9), łączy się

Tabela 9

Siedliska leśne według podziału IBL w układzie nawiązującym do podziału według warunków hydroekologicznych (hydrogenicznych siedlisk glebotwórczych)

Warunki wilgotnościowe	Siedliska terrestryczne				Siedlisko telmatyczne
	bory *B*	bory mieszane *BM*	lasy mieszane *LM*	lasy *L*	lasy łęgowe *Ł*
Wilgotne umiarkowanie (*A*)	*Bw*1 (*Gi*)	*BMw*1 (*Gi*)	*LMw*1 (*Gi*) (*D, B*)	*Lw*1 (*G*) (*D, B*)	*Ł*1 (*G*)
Wilgotne silnie (*A/An*)	*Bw*2 (*Ge*) (*Gt*)	*BMw*2 (*Ge*) (*Gt*)	*LMw*2 (*Ge*) (*Gt*)	*Lw*1 (*Ge*) (*Mr*)	*Ł*2 (*Mm*) (*F*)
Bagienne (*An*)	*Bb* (*Pt*)	*BMb* (*Pt*)	*LMb* (*Mr*) (*Mt*) (*Pt*)	*Ol* (*Mt*) (*Pt*)	*Olj* (*Mr, Mt, Mgy*)

*w*1, *w*2, *b* — stopnie uwilgotnienia, kolejno: umiarkowanie wilgotne, silnie wilgotne, bagienne
W nawiasach — przeważające rodzaje gleb według nomenklatury podanej w tab. 8
Ol — ols; Olj — ols jesionowy.

z dużymi trudnościami skorelowania rodzajów gleb z rodzajami siedlisk. Uwidacznia się to przy analizie opisów warunków glebowych, podawanych w charakterystyce poszczególnych rodzajów siedlisk. Często wydzielane rodzaje jako umiarkowanie wilgotne (*w1*) i silnie wilgotne (*w2*) mają niewiele różniące się gleby, przy dość ogólnym scharakteryzowaniu ich cech wyróżniających. W siedliskach bagiennych bardzo wyeksponowane są gleby murszowe, co wskazuje, że podział nie uwzględnia fazy rozwojowej środowiska glebowego, na którym występują charakterystyczne zbiorowiska leśne.

Wychodząc z założenia, że dominującym zbiorowiskiem roślinnym w naszej strefie klimatycznej są lasy, należy przypisywać wysoką rangę związkowi typów lasu z siedliskami glebotwórczymi także w przypadku siedlisk hydrogenicznych. Założenie to znajduje potwierdzenie w badaniach ekologicznych próchnic leśnych. Terminem tym określa się organiczne utwory glebowe, powstające w ekosystemach leśnych. Prusinkiewicz [74], analizując związek między rodzajami próchnic leśnych a wilgotnością gleb rozpatrywaną na tle ich żyzności, przedstawił tzw. *siatkę ekologiczną*, która ściśle koresponduje z hydroekologicznym podziałem siedlisk glebotwórczych. Zależność tę, rozpatrywaną na tle siedlisk terrestrycznych, ilustrują dane z tabeli 10.

Próchnice z rodzaju *higro-* odpowiadają utworom próchnicznym w siedliskach glebowych, określanych jako podmokliska okresowe (*A*), z tym że różnicują się zależnie od miejsca powstawania w profilu glebowym na endohumusowe (wewnątrzglebowe) i ektohumusowe (nadkładowe). Te ostatnie są typowymi próchnicami leśnymi.

W drugim przedziale wilgotności i natlenienia (*A/An*) powstają próchnice z rodzaju *hydro-*, które — w nawiązaniu do hydrogenicznych siedlisk glebotwórczych — można określić jako torfiaste (endohumus) lub mułowe (ektohumus). Są one rezultatem procesu błotnego, co uwzględniają również Prusinkiewicz i Kowalkowski, określając gleby leśne wytworzone z tych utworów jako błotoziemy [75].

Tabela 10

Związek między rodzajami hydrogenicznymi siedlisk glebotwórczych a siatką ekologiczną według Prusinkiewicza

Wilgotność środowiska glebowego według:		Siedliska terrestryczne		
siedlisk glebotwórczych	siatki ekologicznej	oligotroficzne	mezotroficzne	eutroficzne
A próchnicowe	wilgotne	higromor	higromoder	higromull
A/An błotne	mokre	hydromor	hydromoder	hydromull
An bagienne	stale podtopione	torf wysoki	torf przejściowy	torf niski

Zróżnicowanie wynikające z troficzności siedlisk znajduje swój wyraz w rodzajach próchnicy leśnej, wyróżnianych na podstawie struktury i morfologii tych utworów (tab. 10). W przypadku torfów różnice te powodują ich podział na niskie, przejściowe i wysokie.

Reasumując charakterystykę siedlisk leśnych na glebach hydrogenicznych dochodzi się do wniosku, że wykazanie udowodnionego związku zachodzącego w obrębie rozpatrywanych układów wymaga wykonania gruntownego opracowania naukowego.

ANEKS VII. RODZAJE GLEB ANTROPOGENICZNYCH

Gleby zaliczane do klasy kulturoziemów mogą tworzyć się z piasków gliniastych lekkich i mocnych, pyłów i glin różnego pochodzenia geologicznego, iłów, płytkich torfów oraz z materiału deluwialnego. Przekształcenia powodowane są działalnością człowieka, zmierzającą do polepszenia żyzności gleby (regulówka, intensywne nawożenie i kompostowanie).

Gleby rzędu urbanoziemów i industrioziemów mogą tworzyć się z piasków, żwirów, pyłów i glin różnego pochodzenia geologicznego, iłów, torfów, deluwiów i koluwiów, materiału aluwialnego, materiałów nasypowych, o różnym składzie granulometrycznym i różnej miąższości oraz z materiału gruzowo-wapiennego czy krzemionkowego różnej miąższości. Może to również — w terenach górniczych — być skała płona, której zwałowanie jest związane z eksploatacją surowców energetycznych i mineralnych, jak również żużel, popioły oraz komunalne odpady poprodukcyjne. Mogą to być także odsłonięte skały masywne i sypkie, które zostają ponownie objęte procesem glebotwórczym.

Oprócz przekształceń mechanicznych, które uwzględniono, w omawianym rzędzie występują w glebach przekształcenia hydrologiczne, które prowadzą do przesuszania lub do zawodnienia gleb. Gleby przesuszone występują przede wszystkim na obszarach objętych lejami depresyjnymi kopalni odkrywkowych lub w obrębie niecek związanych z osiadaniem gleb w strefach eksploatacji górniczej, gdzie nastąpiło przerwanie ciągłości warstw skał glebotwórczych.

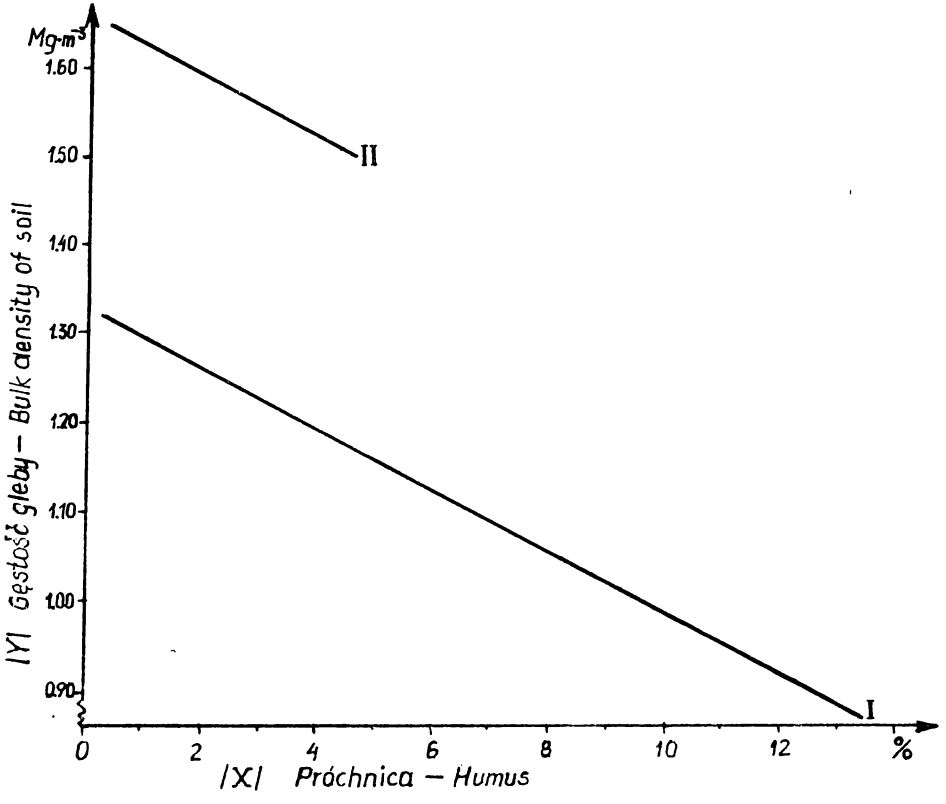
Gleby zawodnione występują tam, gdzie poziom wody gruntowej (pierwszy poziom wodonośny) podniósł się w pobliże strefy powierzchniowej, a odwodnienie jest niemożliwe. Gleby te znajdują się głównie na obszarach zdeformowanych przez górnictwo oraz mniej licznie w sąsiedztwie osadników oraz rowów odprowadzających nadmiar wody z kopalni.

ANEKS VIII. SMOLNICE

Odrębną grupę gleb o wybitnie czarnym, dość głębokim (często przekraczającym 40 cm) poziomie próchnicznym tworzą tzw. „smolnice" (pellic vertisols). Nazwa „smolnica" vel. „smonica" pochodzi z Półwyspu Bałkańskiego, gdzie analogiczne gleby zostały wyróżnione po raz pierwszy. W naszym kraju smolnice znane z Polski północnej występują w terenach o dość urozmaiconej rzeźbie m.in. w okolicach Gniewu nad Wisłą oraz w okolicach Reszla. W przeciwieństwie do czarnych ziem ukształtowanych w większości z utworów niezbyt ciężkich, skałami macierzystymi smolnic są wyłącznie bogate w węglany, ciężkie, pęczniejące iły (rzadziej ciężkie gliny), które w składzie minerałów ilastych zawierają montmorylonit lub mineraly mieszano-pakietowe z udziałem montmorylonitu. Znaczna zwięzłość tych iłów i wynikająca stąd zła aeracja powodują, że smolnice z reguły są oglejone pod wpływem wód opadowych. O odrębności smolnic decyduje w pierwszym rzędzie zdolność materiału glebowego do znacznych zmian objętości w zależności od stopnia uwilgotnienia. Podczas wysychania na powierzchni gleby powstaje sieć spękań i szczelin o kilkucentymetrowej szerokości i głębokości przekraczającej często 50 cm. Gleba uzyskuje strukturę pryzmatyczną. Do szczelin wnika materiał próchniczny z górnej części profilu i w ten sposób odbywa się „samopogłębianie" poziomu próchnicznego. W fazie wzrastającego uwilgotnienia szczeliny zwierają się, a w pęczniejącej masie glebowej powstają naprężenia powodujące przesuwanie się względem siebie poszczególnych partii materiału i powstawanie wygładzonych „powierzchni ślizgu" na kontakcie przemieszczających się w różne strony fragmentów. W literaturze gleboznawczej proces ten nosi nazwę „wertilizacji", a niektóre systematyki gleb nazywają podobne gleby „wertisolami".

ERRATA

Strona	Jest	Powinno być
24	$y_1 = 1{,}339 - 0{,}345X$	$Y_1 = 1{,}339 - 0{,}0345X$
25	zamiast umieszczonego błędnego rysunku powinien być rysunek, który załączamy. Podpis pod rysunkiem jest właściwy.	



Roczniki Gleboznawcze 2/1989

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1990

Ark. wyd. 10. Ark. druk. 9,5. Papier offs. kl. III 70 g 70 × 100 cm.
Oddano do składania we wrześniu 1989. Podpisano do druku
w styczniu 1991 r. Druk ukończono w lutym 1991 r. Zam. 4393/89

WROCŁAWSKA DRUKARNIA NAUKOWA