

JAN TOMASZEWSKI

DYNAMIKA TYPOLOGICZNYCH PROCESÓW GLEBOWYCH

(Z Zakładu Gleboznawstwa WSR — Wrocław)

Wychodząc z założenia, że gleba jest utworem dynamicznym, prowadziliśmy od roku 1911 w różnych strefach glebowo - klimatycznych badania w zakresie dynamiki gleby. Główną uwagę zwróciliśmy przy tym na dynamikę procesów związanych z powstawaniem, rozwojem i ewolucją gleb. Na podstawie uzyskanych wyników różnicujemy te procesy na 2 kategorie: 1) procesy glebotwórcze, które powodują tworzenie się i gromadzenie tworzywa (substratu) gleby i 2) procesy glebowe zachodzące już w utworzonej glebie.

W niniejszej publikacji przedstawimy w krótkim ujęciu charakterystykę zasadniczych (typologicznych) procesów glebowych, ich dynamikę rozwojową i ewolucję wywołwaną zmianą warunków bio-ekologicznych.

Do kategorii typologicznych procesów glebowych odnosimy następujące: 1) proces brunatnienia, 2) proces bielcowania, 3) proces próchniczenia, 4) proces darniowy, 5) proces błotny.

Wymienione wyżej typologiczne procesy glebowe działają w glebach w kompleksie z innymi procesami glebowymi. Znaczy to, że w każdej glebie działa kompleks procesów glebowych, przy czym jeden proces zwany „typologiczny” odgrywa rolę dominującą i nadaje swoje piętno cechom morfologicznym gleby. W wyniku długotrwałego działania procesu typologicznego profil glebowy wykształca się do takiego stopnia, że taką jakość nazywamy typem gleby.

PROCES BRUNATNIENIA GLEBY

Jak sama nazwa procesu wskazuje, istotą tego procesu jest brunatnienie masy glebowej w górnym i środkowym poziomach profilu glebowego. Przy procesie wietrzenia różnych skał osadowych, magmowych i metamorficznych zachodzi stopniowe rozdrobnienie masy skalnej, przy czym

tworzą się minerały wtórne (ilaste), posiadające w pewnym stopniu właściwości koloidów mineralnych. Uwalniające się przy tym pierwiastki chemiczne skał ulegają utlenianiu i dają tlenki, które następnie podlegają uwodnieniu tworząc wodorotlenki.

Odnosnie przeobrażenia związków żelaza w procesie wietrzenia należy przyjąć, że najpierw powstaje tlenek żelaza FeO , który w połączeniu z wodą tworzy wodorotlenek żelazawy $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Następnie tlenek żelaza utlenia się do trójtlenku Fe_2O_3 , który w połączeniu z wodą tworzy wodorotlenek żelazowy $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, tak zwany limonit z 14,5 % H_2O . W warunkach klimatu gorącego wodorotlenek żelazowy ulega dehydratacji i przybiera postać hydrohematytu $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ z 5,33 % H_2O . Wymienione związki żelaza posiadają odmienną barwę, przeto łatwo je rozpoznać w profilu glebowym. Wodorotlenek żelazawy, jak wiadomo, posiada barwę szaro-zielonkawą i jest łatwiej rozpuszczalny. Wodorotlenek żelazowy w postaci limonitu ma barwę brunatną lub żółto-brunatną, a w postaci hydrohematytu barwę czerwono-brunatną lub ceglastą. Tak przedstawia się cykl przeobrażeń związków żelaza w procesie wietrzenia skał, przy czym należy stwierdzić, że końcowy produkt w tym cyklu, mianowicie wodorotlenek żelazowy stanowi bardziej trwałą (trudno rozpuszczalną) postać związków żelaza.

Proces brunatnienia powstaje i rozwija się na wododziałach i w górach w warunkach normalnego uwilgotnienia wodą opadową, wykluczającego powstawanie w górnych poziomach gleby okresowej anaerobiozy bezwzględnej. Polega on głównie na tworzeniu się i utrwalaniu wodorotlenków żelaza i glinu w górnym i środkowym poziomie profilu glebowego, przy czym limonit nadaje masie gleby barwę brunatną, a hydrohematyt czerwono-brunatną lub ceglastą.

Przytoczymy kilka przykładów przejawiania się procesu brunatnienia w glebach utworzonych na różnych skałach macierzystych..

Do analizy chemicznej pobrano próbki gleb i skał macierzystych z czterech profilów glebowych. Analizowano następujące gatunki gleb brunatnych: 1) gleba brunatna, leśna, piaszkowa, o odczycie silnie kwaśnym, 2) gleba brunatna, leśna, lekko gliniasta, utworzona na lessie, o odczynie słabo kwaśnym, 3) gleba brunatna, uprawna, lekko gliniasta, utworzona na zwietrzelinie piaskowca, o odczynie słabo kwaśnym i 4) gleba brunatna, uprawna, gliniasta, utworzona na zwietrzelinie wapienia jurajskiego, o odczynie obojętnym. W profilach 3 i 4 masa gleby wykazuje w górnych poziomach domieszkę materiału gliniasto-piaszczystego, przyniesionego niegdyś przez powierzchniowe wody przepływowe.

Wyniki analizy całkowitej (stapianie z KNaCO_3) podane w tablicy 1 świadczą o tym, że w warunkach bio-ekologicznych, w jakich znajdują

się badane gleby, następuje stopniowe nagromadzenie wodorotlenków żelaza i glinu, a często i uwodnionej krzemionki $\text{SiO}_2 \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$ bez względu na to, czy gleba jest kwaśna, czy zasadowa. Na skutek nagromadzania się wodorotlenków żelaza i glinu w górnym i środkowym poziomach gleby, masa gleby przybiera barwę brunatną, a w klimacie gorącym czerwono-brunatną lub ceglastą. Nawet w klimacie umiarkowanym zwietrzelina wa-

Tablica 1

Własności chemiczne badanych gleb

Nazwa gleby	Głębokość w cm	Strata na żarzeniu %	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$
Gleba leśna brunatna na lessie	5 — 20	4,25	81,74	6,75	2,90	0,38	1,36	5,6
	35 — 55	5,57	78,37	7,08	3,93	0,66	1,27	6,2
	75 — 100	4,20	81,87	6,28	2,81	0,94	1,13	6,8
	150 — 175	6,24	76,58	4,30	2,12	5,38	1,65	7,3
Gleba leśna szarobrunatna piaskowa	5 — 20	1,95	93,27	1,03	0,70	0,21	0,78	4,5
	25 — 40	1,13	94,13	0,63	1,34	0,28	1,07	4,9
	50 — 70	0,67	95,32	0,45	0,80	0,28	0,81	5,4
	90 — 110	0,65	95,39	0,51	0,62	0,14	0,78	5,8
Gleba brunatna uprawna na zwietrzelinie piaskowca	30 — 45	3,01	87,56	5,64	1,90	0,49	0,58	6,4
Zwietrzelina piaskowca	60 — 70	2,20	90,13	4,15	1,46	0,13	0,36	6,7
Piaskowiec słabo zwietrzały	90 — 100	0,93	93,17	2,81	1,03	0,14	0,35	6,8
Piaskowiec czysty, niezwiertzały	110 — 120	0,75	94,41	2,20	0,80	0,18	0,32	7,0
Gleba brunatna — uprawna na zwietrzelinie wapienia jurajskiego	3 — 18	5,44	80,30	7,73	2,46	0,73	0,75	6,8
„ „	30 — 50	5,30	76,65	9,55	3,88	0,93	0,74	6,9
„ „	58 — 70							
Zwietrzelina wapienia jurajskiego		12,05	55,14	19,62	7,09	2,15	0,78	7,1
	80 — 90	19,13	44,62	18,26	6,19	8,59	0,87	7,3
Wapień jurajski czysty, niezwiertzały	110 — 120	38,31	2,28	0,78	0,50	56,10	0,52	7,6

pienia posiada intensywną barwę czerwono-brunatną, a gleba brunatna, wytworzona na takiej zwietrzelinie, także w poziomach środkowych posiada barwę czerwono-brunatną.

Wyniki analizy wyciągów z gleby 10 % HCl i 1n HCl zgodnie potwierdzają wyniki analizy całkowitej odnośnie nagromadzenia wodorotlenków żelaza i glinu w poziomach górnym i środkowym gleby.

Zarówno zwietrzelina piaszkowca, jak i zwietrzelina wapienia były analizowane na zawartość tlenku żelaza FeO, w różnych stadiach wietrzenia, metodą wyciągu przy użyciu 0,5n CH₃COOH. Uzyskane tą drogą wyniki świadczą o tym, że najpierw powstają tlenki żelaza, które następnie przeobrażają się w trójtlenki Fe₂O₃ jako bardziej trwałą postać żelaza w glebie:

Tablica 2

	I stadium wietrzenia %FeO	II stadium wietrzenia %FeO
Zwietrzelina piaszkowca	0,17	0,12
Zwietrzelina wapienia	0,21	0,11

Łatwiej rozpuszczalne związki mineralne, jak również CaCO₃ i MgCO₃, podlegają działaniu procesu eluwialnego, przemieszczają się głębiej i tworzą poziomy iluwialne, węglanowe.

Dopóki nie zmieniają się zasadniczo warunki bio-ekologiczne, proces brunatnienia rozwija się i wytwarza gleby typu brunatnego, do którego zaliczamy także czerwonoziemy i „terra — rossa” jako osobne rodzaje.

Proces brunatnienia jest najbardziej rozpowszechnionym procesem glebowym na kuli ziemskiej, przebiega on najwyraźniej w glebach zawierających CaCO₃, jak również w gliniastych glebach podzwrotnikowych.

Rosyjscy gleboznawcy wyodrębnili nawet strefę gleb brunatnych, graniczącą na północy ze strefą gleb kasztanowych. R a m a n n pierwszy wyodrębnił gleby brunatne (Braunerde) i podał ich charakterystykę, przy czym obszar ich występowania ograniczył do lasów liściastych strefy klimatu umiarkowanie wilgotnego.

Prowadzone przez nas badania gleboznawcze w różnych strefach klimatyczno-glebowych Europy i Azji stwierdziły występowanie gleb brunatnych na dużych obszarach i pod różnymi formacjami roślinnymi. Stało się to bodźcem do zainicjowania i prowadzenia badań nad dynamiką kierowniczego (zasadniczego) procesu glebowego, działającego w glebach brunatnych. Proces taki rzeczywiście został wykryty, dano mu nazwę p r o c e s u b r u n a t n i e n i a. Następnie zbadano warunki bio-ekologiczne, w jakich ten proces powstaje, rozwija się i zanika. Ponieważ proces brunatnienia wyciska swoje piętno na morfologii i właściwościach gleb, znajdujących się pod jego przemożnym wpływem, przeto zakwalifikowaliśmy go do rzędu procesów typologicznych, wytwarzających gleby typu brunatnego.

W lasach zagęszczonych (cienistych), pozbawionych runa z roślinności trawiasto-zielnej, znajdujemy przeważnie czyste gleby brunatne niezabarwione próchnicą w górnym poziomie. Lecz gdy las zostanie zniszczony przez człowieka, a gleba brunatna leśna stanie się glebą uprawną, to z biegiem czasu nagromadzi się w górnym poziomie substancja organiczna z obumarłych korzonków roślin uprawnych oraz rozkładających się nawozów organicznych. Na skutek zmiany warunków bio-ekologicznych wytworzą się warunki odpowiednie do powstania i rozwoju procesu próchnicowania w górnym poziomie gleby uprawnej, który doprowadzi w konsekwencji do wytworzenia pewnej ilości próchnicy i ewentualnego zabarwienia górnego poziomu gleby na kolor szary lub ciemnoszary. Według naszej nomenklatury będą to g l e b y s z a r o b r u n a t n e.

Na skutek dalszej zmiany warunków bio-ekologicznych ewolucja gleby może pójść w kierunku nasilenia procesu próchnicowania i wytworzenia gleby próchnicznej typu czarnoziemnego. W takim stadium ewolucji gleby proces brunatnienia będzie stopniowo zanikał, natomiast procesem dominującym, czyli typologicznym, stanie się proces próchnicowania.

Człowiek i przyroda mogą wytworzyć takie warunki bio-ekologiczne, że ewolucja gleby szarobrunatnej bądź brunatnej może pójść w kierunku wytworzenia gleby bielicznej lub gleby łąkowej.

PROCES BIELICOWANIA

Proces bielicowania przejawia się najwyraźniej w glebach leśnych strefy klimatu umiarkowanego.

Profil gleby bielicznej posiada charakterystyczną budowę, albowiem 3 poziomy tego profilu różnią się wybitnie między sobą barwą, strukturą oraz składem mechanicznym i chemicznym. Poziom bielicowy (drugi od powierzchni) odznacza się barwą jasnoszarą, niekiedy prawie białą, wskutek wypłukania z tego poziomu związków zasadowych, wodorotlenków żelaza, glinu i manganu oraz próchnicy. Natomiast zaznacza się w tym poziomie zwiększenie procentowej zawartości kwarcu i krzemionki uwodnionej.

Poziom trzeci iluwiálny profilu gleby bielicznej odznacza się barwą brunatną z kongrecjami żelazistymi, zwiększonym składem mechanicznym i większą zasobnością w związki mineralne, zwłaszcza wodorotlenki.

Badaniem gleb bielicznych zajmowali się bardzo liczni badacze na Zachodzie (Emejs, Müller, Raman) i w Rosji (Sibircew, Glinka, Remiezow, Rode, Williams). W systematyce gleboznawczej gleby bieliczne były wyodrębnione w osobny typ gleby przez Sibircewa i tenże badacz wprowadził do literatury gleboznawczej termin „podsol”.

Prace R a m a n n a i S i b i r c e w a w dużym stopniu przyczyniły się do wyjaśnienia procesu bielicowania. Obaj badacze zwrócili uwagę na wielką rolę ściółki leśnej w tym procesie i wyrazili pogląd, że wskutek rozkładu aerobowego ściółki leśnej przez grzyby wytwarzają się kwasy organiczne i inne kwaśne kompleksy organiczne, powodujące silne zakwaszenie gleby.

Prace badawcze nad procesem bielicowania prowadzone w XX wieku głównie przez licznych badaczy rosyjskich rozszerzyły i pogłębiły istniejący pogląd na główną rolę kwasów organicznych działających w glebach bielicowych. U badaczy zachodnich grupa tzw. fulwokwasów (Fulvosäure) jest tym czynnikiem bielicującym glebę, a u badaczy wschodnich kwasy: krenowy i apokrenowy.

Według ustalonych w gleboznawstwie poglądów, działanie kwasów organicznych powoduje silne zakwaszenie gleby, wypłukiwanie związków zasadowych, próchnicy i wodorotlenków, skutkiem czego zachodzi niszczenie kompleksu sorpcyjnego w dwóch górnych poziomach gleby.

W pracach K. G i e d r o j c a znajdujemy wyniki jego badań nad zdolnością sorpcyjną, a także nad kompleksem sorpcyjnym różnych typów gleb. W glebach bielicowych, według G i e d r o j c a, przejawia się wyraźnie niszczenie kompleksu sorpcyjnego dwóch górnych poziomów, uwarunkowane działaniem kwasoty o dużym stężeniu jonów wodorowych.

W naszych badaniach nad istotą procesu bielicowania wychodziliśmy z następujących założeń: 1) że duże obszary gleb leśnych wybitnie kwaśnych ($\text{pH} = 4,0 - 4,4$) nie wykazują cech bielicowania, lecz mają profil gleb typu brunatnego, 2) proces glejowy działający w dolnej części profilu gleby podmokłej, znajdującej się pod wpływem odtlenionej wody gruntowej, w środowisku o odczynie obojętnym, a nieraz słabo alkalicznym, powoduje takie same niszczenie kompleksu sorpcyjnego, jak proces bielicowania, 3) podczas badania amurskich czarnoziemów na Dalekim Wschodzie w roku 1910 stwierdziliśmy w kilku miejscowościach wyraźne cechy zbielicowania (dobrze wykształcony jasnoszary poziom bielicowy) czarnoziemmu pod lasem. Badanie odczynu gleby sposobem miareczkowania $0,05\text{n}$ BaOH wyciągów wodnych gleby wykazało słabą kwasowość wyciągów, a więc proces bielicowania może się rozwijać i w środowisku słabo kwaśnym.

Fakty wyżej podane świadczą o tym, że kwasowość gleby nie jest najważniejszym czynnikiem, powodującym powstawanie i rozwój procesu bielicowania. Silna kwasowość w brunatnych glebach leśnych nie jest zdolna uruchomić i wypłukać wodorotlenków żelaza z górnych poziomów gleby, gdy tymczasem woda gruntowa o odczynie obojętnym i pozbawiona zaabsorbowanego tlenu jest zdolna wywołać w dolnym poziomie gleby podmokłej proces redukcyjny, przeobrazić trudno rozpuszczalny wodorotlenek

żelazowy $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ w łatwiej rozpuszczalny wodorotlenek żelazawy $\text{Fe}(\text{OH})_2$ i stopniowo go wypłukiwać.

Na podstawie takich rozważań dochodzimy do konkluzji, że w procesie bielnicowania okresowa anaerobioza bezwzględna jest najważniejszym czynnikiem, powodującym powstawanie i rozwój procesu bielnicowania w glebach leśnych.

Doświadczenia przeprowadzono w 2 miejscowościach, a mianowicie: 1) w okolicy Puław w 3 stanowiskach gleb leśnych zbielicowanych i 2) w Zagrobeli w rejonie górskim Karpat w 2 stanowiskach gleb bielnicowych i 2 stanowiskach silnie kwaśnych gleb leśnych typu brunatnego. Badano dynamikę wilgotności w całym profilu glebowym, przy czym próbki gleby brano przy pomocy świdra cylindrycznego, a wyniki obliczano w % suchej masy. W okresie wiosennym ponadto badano przy pomocy cylinderków o objętości 100 cm^3 każdy wilgotność w ściółce leśnej i 2 górnych poziomach gleby bielnicowej, ażeby stwierdzić stan nasycenia gleby wodą pozbawioną zasorbowanego tlenu i udowodnić, że w glebie bielnicowej w okresie wiosennym powstają i działają procesy redukcyjne w dwóch górnych poziomach.

Jednocześnie były prowadzone badania chemiczne różnego rodzaju, a szczególnie: 1) oznaczenie odczynu gleby, 2) oznaczenie w różnych poziomach gleby zawartości FeO w wyciągu gleby $0,5n \text{ CH}_3\text{COOH}$, a także jakościowe oznaczenie obecności FeO przy pomocy $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$, 3) oznaczenie pojemności sorpcyjnej metodą Bobko i Aszkinazi i 4) oznaczenie kompleksu sorpcyjnego metodą K. Giedrojca.

Wyniki przeprowadzonych w terenie obserwacji i doświadczeń, poparte wynikami badania właściwości fizyko-chemicznych gleb bielnicowych, upoważniają nas do wyrażenia następującej hipotezy: powstawanie i działanie procesu bielnicowania w glebach leśnych z normalną ściółką leśną na powierzchni jest uwarunkowane okresową anaerobiozą bezwzględną w środowisku kwaśnym, skutkiem czego powstają w dwóch górnych poziomach procesy redukcyjne, odtleniające wodorotlenek żelazowy ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) do postaci łatwiej rozpuszczalnego wodorotlenku żelazawego $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Odtlenione związki żelaza podlegają następnie wypłukiwaniu do niżej położonego poziomu iluwalnego. Wypłukiwanie z górnych poziomów związków zasadowych i trójtlenków prowadzi do niszczenia kompleksu sorpcyjnego, które w morfologii gleby przejawia się wyraźnie w postaci poziomu bielnicowego jasnoszarej barwy, o konsystencji mączystej, składającego się przeważnie z kwarcu i uwodnionej krzemionki.

W piaskowych glebach leśnych, mimo silnej w nich kwasowości, nie może się rozwinąć proces bielnicowania, albowiem gleby piaskowe są łatwo

przepuszczalne dla przesiąkającej wody, a przez to nie może się wytworzyć w górnych poziomach okresowa anaerobioza bezwzględna.

Jeśli pod warstwą piasku znajduje się glina, to nad gliną piasek może podlegać zbielicowaniu.

W glebach piaszkowych podmokłych, znajdujących się pod wpływem płytko zalegającej wody gruntowej, stwierdzamy nieraz pod poziomem próchnicznym jasnoszary poziom pozbawiony brunatnego wodorotlenku żelazowego. Liczni gleboznawcy twierdzą, że jest to poziom bielcowy silnie zbielicowanej gleby piaskowej. Wprawdzie w tym jasnoszarym poziomie przejawia się anaerobioza bezwzględna przez długi okres czasu wiosną i jesienią, lecz ona jest tutaj wywołana działaniem pozbawionej rozpuszczonego tlenu wody gruntowej, a w takim razie działać tutaj będzie proces glejowy, a nie bielcowy. Jasnoszary poziom należy traktować jako poziom glejowy piaskowej gleby podmokłej.

Proces bielcowania jest pokrewny procesowi glejowemu (oglejenia), przy czym procesy redukcyjne w procesie bielcowania mają charakter okresowy, gdy tymczasem w procesie glejowym odznaczają się stabilnością rzadko przerywaną.

Gdy las zostanie ścięty, a gleba leśna przeobrazi się w glebę uprawną, to wówczas nastąpi zasadnicza zmiana warunków ekologicznych i w tym nowym układzie warunków nastąpi zanik działania procesu bielcowania. Ponieważ poziom bielcowy nie prędko będzie przeobrażony przez rolniczą uprawę gleby, przeto glebom uprawnym poleśnym, w których zachowały się charakterystyczne cechy morfologiczne gleby bielcowej i pozostał odczyn kwaśny ($pH < 5,8$), nadaliliśmy miano: g l e b y u p r a w n e p o b i e l c o w e.

PROCES PRÓCHNICOWANIA

Próchnica jest najistotniejszą częścią składową masy glebowej. Należy przyznać, że w glebach istnieje i działa proces próchnicowania, powodujący tworzenie się i gromadzenie próchnicy w górnych poziomach gleby. Naszym zadaniem jest nie tylko stwierdzenie procesu próchnicowania, lecz także zbadanie dynamiki tego procesu i skutków jego działania.

Znajdująca się na powierzchni gleby substancja organiczna w postaci opadłych liści, gałązek, łodyg itp. rozkłada się i mineralizuje w warunkach przeważnie aerobowych, a częściowo w warunkach anaerobiozy względnej. Do gleby przenikają roztwory właściwe i koloidalne, wytworzone dzięki rozpuszczającemu działaniu przesiąkającej przez ściółkę wody atmosferycznej. Jednakże w procesie próchnicowania wymienione roztwory, zwłaszcza

cza koloidalne, mają duże znaczenie. Znajdująca się w glebie substancja organiczna w postaci obumarłych korzeni roślin, szczątków zwierząt oraz nawożenia organicznego (obornik, komposty, nawozy zielone) stanowi bazę organiczną gleby, odznaczającą się dużym stosunkowo dynamizmem. Podlega ona różnym procesom rozkładowym: biochemicznym i biologicznym, które prowadzą do przeobrażenia masy organicznej i częściowej mineralizacji.

Od roku 1922 do roku 1939 były prowadzone badania polowe nad procesem próchnicowania gleby piaskowej, zawierającej w jesieni 1922 roku w górnym poziomie (0 — 16 cm) — 0,71% próchnicy, oznaczonej metodą Knopa. W płodozmianie 4-polowym stosowano każdego roku nawożenie obornikiem torfowym w ilości 4 q na parcelę 1-arową. Po upływie 6 lat ilość próchnicy powiększyła się zaledwie o 0,32% i stanowiła 1,03%. Badając poziom próchniczny gleby w pracowni w stanie powietrzno suchym, zwróciliśmy uwagę na ten fakt, że próchnica ta nie jest związana z masą mineralną, że jest lekka i daje się łatwo wydmuchać, a rzucona na wodę pływa po powierzchni. Badania mikroskopowe wykazały, że wytworzona w glebie piaskowej próchnica swoim składem, strukturą, ciężarem gatunkowym i barwą nie jest podobna do próchnicy właściwej. Jest ona rozdrobnioną, ciemnobrązową substancją organiczną, znajdującą się w stanie daleko posuniętego rozkładu, prowadzącego do jej mineralizacji. Wyniki 6-letnich obserwacji i doświadczeń nasuwały przypuszczenie, że dla utworzenia próchnicy w naszej glebie piaskowej nie wystarczy intensywne nawożenie organiczne, a należy, naśladowując przyrodę, stosować ponadto w okresie wiosennym silniejsze odgórne uwilgotnienie gleby oraz glinowanie górnego poziomu gleby. Wobec tego nasze doświadczenia zostały uzupełnione utworzeniem jeszcze 3 serii parcel jednoarowych, a mianowicie: 1) parcela z corocznym nawożeniem obornikiem w ilości 4 q oraz 1 tony gliny ilastej deluwialnej raz na 4 lata, 2) parcela z corocznym nawożeniem obornikiem w ilości 4 q oraz 1 tony gliny ilastej raz na 4 lata; ponadto uwilgotnienie dodatkowe wodą w okresie wiosennym górnego poziomu gleby do stanu nasycenia, 3) parcela z corocznym nawożeniem obornikiem w ilości 4 q oraz 1 tony gliny ilastej i 100 kg marglu rozdrobnionego raz na 4 lata; ponadto uwilgotnienie dodatkowe.

Od roku 1935 do 1939 prowadziliśmy badania nad składem i właściwościami masy torfowej pobranej z różnych głębokości pokładu torfowego, poza tym nad składem i właściwościami namulów, osadzanych w dolinach rzecznych i na torfowiskach przez wody powierzchniowe, przepływowe.

Zainicjowane i prowadzone przez nas badania w różnych warunkach bio-ekologicznych (gleby uprawne, doliny rzeczne, torfowiska) miały na ce-

lu poznanie dynamiki substancji organicznej oraz r33nych stadi33w i form przeobrazenia tej substancji.

W jesieni 1939 roku doœwiadczenia i wszelkie badania zosta³y przerwane z powodu wojny. Jednak¿e uzyskane wyniki pozwalaj¹ wypowiedzieæ szereg hipotez, dotycz¹cych rozwi¹zywanych zagadnie³, poznanie kt33rych b33dzie wymaga³o przeprowadzenia uzupe³niaj¹cych bada³ przy wsp33³pracy biochemik33w i mikrobiolog33w.

W tabl. 3 podajemy w kr33tkim ujeciu liczbowym wyniki oznaczania gl33wniejszych w³¹ciwoœci fizycznych i chemicznych g33rnego poziomu gleby piaskowej: 1) w stanie wyjœciowym w roku 1922, 2) po 6-letnim okresie pr33chnicowania gleby obornikiem torfowym i 3) po 11-letnim okresie pr33chnicowania gleby obornikiem z dodatkiem gliny ilastej, wody i marglu rozdrobnionego.

Tablica 3

W¹azniejsze w³¹ciwoœci fizyczne i chemiczne badanej gleby piaskowej (g33rny poziom)

Badane w³¹ciwoœci		1922 r.	1928 r.	1939 r.
Strata po wy¿arzeniu		%	%	%
		1,36	2,45	5,17
Pr33chnica metod¹ Knopa		0,71	1,03	2,33
Zawartoœæ wody		3,2	5,6	9,4
Kationy wymienne met. Gedrojca	Ca	0,0182	0,0326	0,1344
	Mg	0,0046	0,0068	0,0162
	H	0,0036	0,0018	0,0011

Na podstawie wyników podanych w tabl. 3 mo¿emy stwierdziæ, ¿e iloœæ substancji organicznej (pr33chnica metod¹ Knopa) w okresie pierwszych 6 lat wzros³a zaledwie o 0,32%, gdy zaœ w nast33pnym okresie 11 lat wzrost substancji organicznej wynosi 2,35% — 1,03% = 1,30%. Zdolnoœæ gleby do zatrzymywania wody w roku ko³cowym 1939 wzros³a trzykrotnie w por33wnaniu ze stanem pocz¹tkowym w 1922 r. Wielokrotnie wzros³a zdolnoœæ sorpcyjna gleby oznaczona metod¹ K. Giedrojca. Wszystko to wskazuje, ¿e nast¹pi³o przeobrazenie gleby na skutek zwi33kszenia iloœci surowej pr33chnicy, zwi33kszenia gruboœci poziomu pr33chnicznego z 16 cm do 23 cm oraz polepszenia gl33wniejszych w³¹ciwoœci fizycznych i chemicznych gleby.

Analiza mechaniczna i mikroskopowa substancji organicznej g33rnego poziomu gleby piaskowej wykaza³a, co nast33puje: zar33wno w roku 1922, jak i w roku 1928 ciemnobr¹zowa substancja organiczna gleby („Rohhumus” niemieckich autor33w) nie wykaza³a cech i w³¹ciwoœci w³¹ciwej

próchnicy, jaką zwykliśmy oglądać w czarnoziemach i innych glebach próchnicznych. Analizując substancję organiczną gleby w roku 1939, wykryliśmy prócz ciemnobrazowej substancji jeszcze niezhumifikowanej sporą ilość (około 40% objętościowo) ciemnozabarwionych, drobnych agregatów, posiadających cechy właściwej próchnicy (struktura, duża zawartość substancji mineralnej, koloidalny charakter agregatów). Tego rodzaju doświadczenia potwierdziły nasz pogląd na skład i właściwości próchnicy, wypowiedziany w naszej monografii „Gleby łąkowe” (Biblioteka Puławska nr 37, 1939). W glebach łąkowych wyodrębniliśmy namuły próchniczne od namułów organicznych, przy czym charakteryzowaliśmy (na podstawie analizy mechanicznej i mikroskopowej) namuły próchniczne jako agregaty strukturalne ciemnej lub ciemnoszarej barwy, wykazujące w swoim składzie przewagę substancji mineralnej i posiadające cechy skoagulowanej masy organiczno-mineralnej. Przeprowadzone w laboratorium doświadczenia z organicznym roztworem koloidalnym, otrzymanym z 1 kg świeżo pobranego torfu rozłożonego i roztworem koloidalnym z 6 kg gliny węglanowej wykazały możliwość uzyskania, drogą koagulacji połączonych roztworów, żelu organiczno-mineralnego w postaci ciemnoszarego osadu. W stanie powietrzno suchym osad ten posiadał właściwości próchnicy czarnoziemiu. Wyniki kompleksowych doświadczeń pozwalają na sformułowanie hipotezy, dotyczącej warunków powstawania i rozwoju procesu próchnicowania oraz istoty samej próchnicy.

Znajdująca się w glebie substancja organiczna jest czynnikiem dynamicznym, podlega ona rozkładowi i przeobrażeniu pod działaniem procesów biologicznych i fizyko-chemicznych. Przebieg tych procesów oraz ilość i jakość produktów rozkładu zależą w dużym stopniu od warunków ekologicznych środowiska.

W glebach uprawnych w warunkach aerobowych rozkład substancji organicznej doprowadza do jej mineralizacji. W okresie wiosennym, a nie-raz i jesiennym, podczas nadmiernego uwilgotnienia górnego poziomu gleby i zaistnienia okresowej anaerobiozy względnej, powstają przy rozkładzie substancji organicznej, w ilości ograniczonej, organiczne roztwory koloidalne. Jeśli gleba zawiera koloidy mineralne a także związki zasadowe, to w takich warunkach z roztworu wytrąca się próchnica, posiadająca właściwości koloidu organiczno-mineralnego nieodwracalnego.

Naśladując przyrodę i celem wywołania w glebie piaskowej procesu próchnicowania — zmuszeni byliśmy dawać obfite nawożenie organiczne, jak również mineralne w postaci gliny ilastej oraz marglu rozdrobnionego. Ponadto w okresie wiosennym należało przy pomocy sztucznego zraszania doprowadzać górny poziom gleby do stanu nasycenia wodą i ewentualnego wytworzenia zjawiska anaerobiozy względnej (woda jest zasobna w zasor-

bowany tlen). To są czynniki i warunki niezbędne dla powstania i rozwoju procesu próchnicowania.

Substancja mineralna gleby podlega rozkładowi i przeobrażeniu, a w szczególności związki żelaza, które przybierają ostatecznie postać trwałą wodorotlenku żelazowego $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$. Tak samo substancja organiczna gleby rozkłada się, przeobraża się i mineralizuje, a część tej substancji przybiera postać trwałą, trudno podlegającą działaniu procesów rozkładowych — postać próchnicy.

Rozróżniamy kilka gatunków próchnicy biorąc za kryterium: skład mechaniczny, stopień nasycenia zasadami, trwałość strukturalnych agregatów oraz warunki ekologiczne.

Jak nam wiadomo — gliniaste czarnoziemy Ukrainy były uprawiane bez nawożenia organicznego przeszło 250 lat i po tak długim okresie zachowały właściwości czarnoziemiu, a ilość próchnicy w poziomie górnym zmniejszyła się o 25%—35%. W gliniastych czarnoziemach amurskich (przy granicy z Mandżurią), słabo nasyconych zasadami i zawierających znaczną domieszkę substancji organicznej niezhumifikowanej, ilość próchnicy po 44 latach uprawy rolniczej zmniejszyła się o 40%.

Można byłoby podać jeszcze szereg faktów zaobserwowanych w przyrodzie, ażeby udowodnić, że próchnica jest to kompleks organiczno-mineralny o właściwościach koloidalnych, podlegający w słabym stopniu procesom rozkładu. Wobec tego należy przyjąć, że największym dynamizmem odznacza się rozkładająca się w glebie substancja organiczna niezhumifikowana, gdy tymczasem próchnica wykazuje mniejszy dynamizm, zarówno w procesach chemicznych, jak i w biologicznych. Jednakże próchnica posiada duże znaczenie dla właściwości fizycznych gleby.

Jeśli w kompleksie procesów glebowych — proces próchnicowania rozwinię się do takiego stopnia, że stanie się procesem dominującym, to w takich warunkach tworzą się gleby zasobne w próchnicę: czarnoziemy, czarne ziemie, próchniczne gleby łąkowe, próchniczne rędziny.

PROCES DARNIOWY

Proces darniowy przejawia się w kilku typach i rodzajach gleb, lecz najwyraźniej i najsilniej działa on w glebach łąkowych.

Gleby łąkowe odznaczają się dużym dynamizmem rozwojowym, jak również dużym dynamizmem w cyklu przeobrażeń. Działający w glebach łąkowych proces darniowy jest procesem dominującym, przy czym wytwarza on właściwy tym glebom profil glebowy, w którym poziom darniowy staje się najważniejszym i charakterystycznym poziomem profilu glebowego.

Powstanie i rozwój procesu darniowego są związane z roślinnością trawiasto-zielną, bytującą w określonych warunkach ekologicznych. Wraz ze zmianą warunków ekologicznych następuje zmiana składu i charakteru szaty roślinnej, powodująca osłabienie lub zanik działania procesu darniowego.

Proces darniowy wyraża się w zagęszczeniu sieci korzeni roślinności trawiasto-zielnej w górnym poziomie gleby i tworzeniu poziomu darniowego, który wzbogacony w rozkładającą się substancję organiczną staje się regulatorem uwilgocnienia i aeracji gleby oraz regulatorem stosunków fitosocjalnych. Utworzony poziom darniowy jest trudno przepuszczalny dla wody, skutkiem czego kilkakrotnie w okresie wegetacyjnym stwierdzamy stan nasycenia wodą wywołujący zjawisko okresowej anaerobiozy względnej. W takich warunkach ekologicznych szczątki roślinne na powierzchni gleby oraz obumarłe korzonki w poziomie darniowym rozkładają się energicznie, a dzięki dużej zdolności sorpcyjnej poziomu darniowego zachodzi w nim akumulacja produktów rozkładu substancji organicznej i mineralnej. W poziomie darniowym ponadto istnieją odpowiednie warunki bioekologiczne dla tworzenia się próchnicy, która poprawia wybitnie właściwości fizyczne poziomu darniowego.

W procesie bielicowym zachodzi, jak wyżej było dowiedzione, niszczenie kompleksu sorpcyjnego w dwóch górnych poziomach gleby oraz wypłukiwanie zasad, trójtlenków żelaza, glinu i manganu, a także próchnicy do niżej położonego poziomu iluwialnego. W glebach darniowych rzecz dzieje się inaczej: tutaj zachodzi w górnych poziomach gleby akumulacja próchnicy i związków mineralnych, jako produktów rozkładu glinokrzemianów. Gdy w górnych poziomach gleb bielicowych przejawia się okresowa anaerobioza bezwzględna, powodująca powstawanie procesów redukcyjnych, to w glebach darniowych kilkakrotnie w okresie wegetacyjnym przejawia się anaerobioza względna sprzyjająca tworzeniu się próchnicy i innych związków organiczno-mineralnych, a poza tym dodatnio wpływająca na fizyczne właściwości gleby. Z tego wynika, że proces darniowy jest antagonistą procesu bielicowania i jeśli znajdzie odpowiednie warunki dla swojego rozwoju w lesie przerzedzonym z glebą bielicową, w takim razie doprowadzi w konsekwencji do zaniku procesu bielicowania i utworzenia się poziomu darniowego, po czym następuje przeobrażenie gleby bielicowej w glebę darniowo-szarą lub darniowo-brunatną. W tym krótkim okresie, kiedy leśna gleba bielicowa po zniszczeniu ściółki przeobraża się w glebę typu darniowego, można taką glebę nazwać darniowo-bielicową. Natomiast nie można, z punktu widzenia dynamiki i ewolucji gleb, uprawne gleby strefy klimatu umiarkowanego nazywać glebami darniowo-bielicowymi, jak to jest przyjęte w systematyce gleboznawczej rosyjskiej i polskiej. Jest to błąd za-

sadniczy, oparty na błędnym pojmowaniu istoty procesu biellicowania, jak również i procesu darniowego, albowiem w glebach uprawnych strefy klimatu umiarkowanego nie wykryliśmy ani działania procesu biellicowania, ani darniowego. Jeśli w niektórych profilach gleb uprawnych zachowały się cechy gleby biellicowej w postaci wąskiego poziomu biellicowego, to nie dowodzi, że w tej glebie działa obecnie proces biellicowania. Toteż tego rodzaju glebom uprawnym daliśmy miano: „gleby uprawne pobielicowe”.

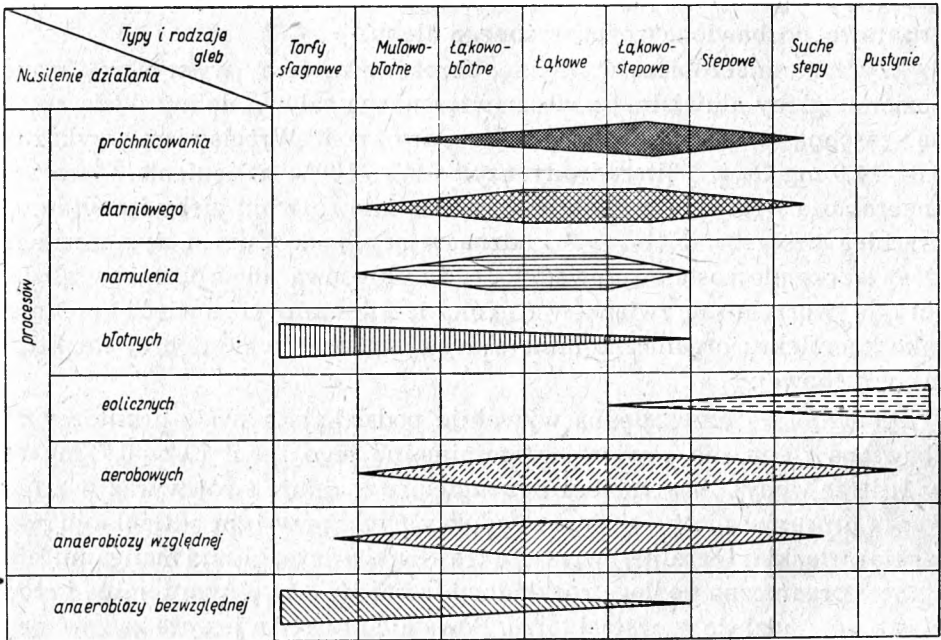
W pracach W. R. Williamsa znajdujemy obszerną charakterystykę procesu darniowego i jego stadiów rozwojowych głównie z punktu widzenia fitosocjologii, przy tym omówiona jest ewolucja pokrywy roślinnej spowodowana zagęszczeniem darni i wzrostem działania anaerobiozy. Nie możemy zgodzić się z poglądami Williamsa odnośnie istoty procesów rozkładowych substancji organicznej i produktów rozkładu w postaci hipotetycznych kwasów krenowych, apokrenowych (fulwokwasy), huminy i ulminy, albowiem autor nie podaje dowodów opartych na doświadczeniach i analizie chemicznej i mikroskopowej.

W glebach łąkowych dolin rzecznych i w łąkowych rynnach przepływowych wśród pól uprawnych, w których działa okresowo powierzchniowa woda przepływowa, wykrywamy najsilniejszy rozwój procesu darniowego, a w związku z tym najlepiej wykształcony poziom darniowy. W miarę zmniejszenia działania powierzchniowej wody przepływowej słabnie proces darniowy a także proces zamulenia. W glebach łąkowo-stepowych, w których działanie wody powierzchniowej przepływowej przejawia się w małym stopniu, proces darniowy jest znacznie słabszy i łatwiej podlega przeobrażeniu. W glebach stepowych stwierdzamy dalsze osłabienie procesu darniowego, przy czym w pokrywie roślinnej wykrywamy luki bez roślinności i należy przyjąć, że około 15—20% powierzchni gleby jest pozbawione roślinności. W glebach suchych stepów z piołunową (*Artemisia maritima, incana*) formacją roślinną proces darniowy zanika wskutek niedostatku wody i słabego rozwoju roślinności.

Schemat ilustruje graficznie nasilenie i współdziałanie główniejszych procesów glebowych w różnych typach i rodzajach gleb. Po rozpatrzeniu tego schematu przychodzimy do konkluzji, że istnieje wyraźne współdziałanie procesu darniowego z procesami próchnicowania i namulenia, jak również z procesami aerobowymi rozkładu substancji organicznej i okresową anaerobiozą względną. W glebach łąkowych podmokłych występuje w poziomie dolnym wyraźny wpływ procesów błotnych, spowodowanych działaniem anaerobiozy bezwzględnej. W miarę nasilenia procesów błotnych następuje zanik procesu darniowego tak, że w torfach porośniętych roślinnością mszystą z przewagą mchów brunatnych i sfagnowych proces

darniowy nie przejawia się. Zanik procesu darniowego następuje już w torfach niskich z roślinnością turzycowo-mszystą.

Proces darniowy jest mniej opracowany i mniej poznany w porównaniu z innymi procesami. Niedostatecznie była badana przez gleboznawców dy-



Schemat nasilenia i współdziałania główniejszych procesów glebowych w różnych typach i rodzajach gleb

namika wilgotności w glebach darniowych, jak również procesy rozkładu substancji organicznej. Dotąd nie jest dostatecznie wyjaśniona przyczyna akumulacji w poziomie darniowym próchnicy oraz popielnych związków mineralnych.

PROCESY BŁOTNE

Nadmierne uwilgotnienie całego profilu lub tylko części profilu gleby wywołuje zjawisko anaerobiozy, stanowiące istotną treść procesu błotnego. W warunkach anaerobiozy w kompleksie procesów glebowych dominują procesy redukcyjne, powodujące odtlenienie, przeobrażanie i przemieszczanie substancji mineralnej i organicznej.

W ciągu szeregu lat badaliśmy zjawisko anaerobiozy w różnych warunkach ekologicznych i przyszlismy do konkluzji, że należy wyróżnić 2 rodzaje anaerobiozy: 1) anaerobiozę względną i 2) anaerobiozę bezwzględną.

Anaerobiozę względną stwierdzamy przeważnie w górnej części profilu glebowego w okresie, kiedy znajdzie się ona w stanie nasycenia wodą zasobną w tlen, np. wodą opadową lub powierzchniową wodą przepływową.

Anaerobiozę bezwzględną stwierdzamy najczęściej w dolnej części profilu glebowego w okresie, kiedy znajdzie się ona w stanie nasycenia wodą gruntową pozbawioną rozpuszczonego tlenu.

Wyraźną anaerobiozę względną, okresową możemy wykryć w górnym poziomie gleby aluwialnej podczas wiosennego zalewu doliny wodą rzeczno zasobną w tlen. Woda rzeki Odry pod Wrocławiem wykazuje 6,8—14,0 mg O_2 w 1 litrze wody, czyli 74%—100% natlenienia. Okresowa anaerobioza względna wywołuje korzystny dla rozwoju gleby i roślinności przebieg procesów glebowych, odznaczających się dużym dynamizmem. Doświadczalnie zostało udowodnione, że okresowa anaerobioza względna sprzyja tworzeniu się związków organiczno-mineralnych, a więc i próchnicy jako kompleksu organiczno-mineralnego i tworzeniu się dobrej struktury masy glebowej.

Anaerobiozę bezwzględną wywołuje podsiąkająca woda gruntowa pozbawiona tlenu lub zawierająca minimalne jego ilości (0,2—0,7 mg O_2 w 1 litrze wody). Anaerobioza bezwzględna znajduje swój wyraz w panowaniu procesów biochemicznych redukcyjnych, przy tym odtlenianiu podlegają związki mineralne, zwłaszcza trójtlenki żelaza, glinu i manganu; substancja organiczna podlega rozkładowi w bardzo powolnym tempie i stopniowo gromadzi się w postaci torfu. Powstają przy tym jeszcze gazowe produkty rozkładu beztlenowego w postaci NH_3 , CH_4 , H_2S , H_2 i N_2 . Najsilniej wyrażoną anaerobiozę bezwzględną znajdujemy w torfowiskach sfagno-wych, w których w całym profilu trwa nieustannie stan nasycenia stagnującą wodą beztlenową.

Pomiędzy anaerobiozą względną i bezwzględną istnieje cały szereg stadiów przejściowych, uwarunkowanych stopniowym zmniejszeniem zawartości tlenu na skutek zużycia go na procesy życiowe roślin i drobnoustrojów. Przesiákająca od powierzchni w dół silnie natleniona woda opadowa powoduje powstanie anaerobiozy względnej w nasyconym tą wodą poziomie gleby. Opuszczająca się w dół woda opadowa stopniowo traci tlen na procesy utleniania i w ten sposób anaerobioza względna stopniowa przekształca się w anaerobiozę bezwzględną. Takie przekształcenie najczęściej ma miejsce w okresie letnim podczas intensywnego zużycia tlenu na procesy utleniania.

Badacz szwedzki Ol. T a m m i jego współpracownicy prowadzili systematyczne badania nad zawartością tlenu w wodzie gruntowej i wykryli duże wahania w zawartości tego składnika w zależności od pory roku, ilości substancji organicznej w glebie i ruchliwości wody. Nasze badania wykazały

również duże wahania zawartości tlenu i dwutlenku węgla w wodzie gruntowej pod glebami błotnymi, bogatymi w substancję organiczną.

Poniżej podana jest zawartość O_2 i CO_2 w mg na 1 litr wody gruntowej, pobranej w różnych okresach roku. Podane liczby wyjaśniają nam korelację, zachodzącą pomiędzy zawartością tlenu O_2 a zawartością dwutlenku węgla CO_2 w różnych okresach roku, przy czym w wodzie gruntowej z doliny rzeki Cny zawartość O_2 i CO_2 jest stosunkowo większa niż w wodzie gruntowej z sąsiedniego torfowiska „Nacinne”.

Tablica 4

Dolina rzeki Cny gleba mułowo- torfowa	13. IV. 35.		26. VI. 35 r.		7. X. 35 r.		3. I. 36 r.	
	O_2	CO_2	O_2	CO_2	O_2	CO_2	O_2	CO_2
	3,7	2,8	0,9	6,7	1,7	5,8	2,8	3,5
Torfowisko nizinne „Nacinne“	1,9	2,2	0,4	3,8	0,9	3,5	1,7	2,1

Anaerobioza bezwzględna przejawia się w panowaniu procesów odtleniających i ewentualnym zanikaniu drobnoustrojów tlenowych w pierwszym rzędzie — azotobaktera (*Azotobacter chroococcum*) i grzybów (*Phycomycetes*), jak to było stwierdzone eksperymentalnie w laboratorium.

Rodzaje procesów błotnych. Nadmierne uwilgotnienie gleby błotnej może być wywołane działaniem wody powierzchniowej, a najczęściej działaniem podsiąkającej wody gruntowej. Postępujący od dołu rozwój procesu błotnego może w następstwie doprowadzić do opanowania całego profilu gleby i okresowego ustabilizowania się procesu błotnego w warunkach anaerobiozy bezwzględnej. W takich właśnie warunkach odbywa się bardzo powolny rozkład substancji organicznej i następuje nagromadzenie rozkładających się szczątków roślinnych oraz produktów rozkładu beztlenowego substancji organicznej, które to nagromadzenie nazywamy torfieniem.

Zależnie od sposobów przejawiania się procesu błotnego oraz skutków jego działania wyróżnić należy trzy rodzaje jego działania, a mianowicie:

1) w warunkach przewlekłego nadmiernego uwilgotnienia gleby i panowania anaerobiozy bezwzględnej, kiedy to zachodzi nagromadzenie w górnym poziomie nierozłożonych szczątków roślinnych i produktów rozkładu anaerobowego substancji organicznej, proces błotny w takim środowisku bio-ekologicznym staje się procesem torfotwórczym;

2) gdy działanie procesu błotnego w dolnej części profilu glebowego znajduje swój wyraz w odtlenianiu w warunkach anaerobiozy bezwzględnej, uruchamianiu i wypłukiwaniu związków mineralnych, proces błotny staje się procesem glejowym;

3) gdy w górnych poziomach gleby ma miejsce przerywany przebieg zasadniczych

procesów glebowych, kiedy to procesy aerobowe zmieniają się na procesy anaerobowe, następuje zjawisko murszenia, a działający w tych warunkach proces błotny staje się procesem murszotwórczym.

W tej lub innej postaci odzwierciedla się w profilach glebowych działanie procesów błotnych. W przypadku zmiany warunków ekologicznych, postępują w szybkim tempie zmiany procesów glebowych czy też stopnia ich nasilenia. Niezawodnie następują także zmiany w składzie, stanie liczebnym i działalności drobnoustrojów. Z biegiem czasu stwierdzamy tak znaczne różnice powstałe w morfologii gleby i jej właściwościach, że stajemy przed faktem dokonywającego się przeobrażenia gleby w nową jakość, w nowy gatunek gleby.

Proces błotny jest procesem typologicznym, wytwarzającym różnego rodzaju gleby błotne w zależności od warunków bio-ekologicznych środowiska. W dolinach rzecznych, a także w rynnach przepływowych wśród pól uprawnych, w których stwierdzamy silne okresowe działanie powierzchniowej wody przepływowej, pierwszorzędne znaczenie będzie miał proces namulenia, jako proces odgórny. Działanie procesu błotnego w górnym piętrze gleby będzie się przejawiało okresowo podczas nasycenia go wodą opadową (anaerobioza względna), natomiast w piętrze dolnym gleby, znajdującym się pod silnym wpływem pozbawionej tlenu wody gruntowej (anaerobioza bezwzględna), będzie panował proces błotny, jako proces oddolny. Poza tymi procesami w niektórych rodzajach gleb błotnych dużą rolę odgrywa proces darniowy, a częściowo i proces próchnicowania.

Systematykę gleb błotnych oparliśmy na kryteriach następujących: 1) dominujący proces glebowy, 2) skład masy glebowej i 3) warunki bio-ekologiczne środowiska. Na tej podstawie gleby typu błotnego zostały podzielone na cztery rodzaje, a mianowicie: 1) gleby mułowo-błotne, 2) gleby mułowo-torfowe, 3) gleby torfowe i 4) gleby murszowe.

W glebach mułowo-błotnych, występujących w dolinach rzecznych i rynnach przepływowych wśród pól uprawnych, stwierdzamy współdziałanie trzech zasadniczych procesów: namulenia, błotnego i darniowego.

Gleby mułowo-torfowe, pod względem budowy profilu, właściwości i warunków występowania, stanowią przejście od gleb mułowo-błotnych do torfowych. W każdym ich profilu znajdują się zarówno warstwy mułowe, jak i torfowe, dające się łatwo rozpoznać na podstawie składu i struktury masy glebowej. Różnorodny charakter warstw, tworzących profil gleby mułowo-torfowej, świadczy o zmienności procesu glebotwórczego i obrazuje główne etapy rozwojowe gleby. Warstwy mułowe tworzą się w okresie, kiedy potęguje się działanie powierzchniowej wody przepływowej, powodującej osadzanie się namulów. Z chwilą gdy nastąpi zmiana stosunków wodnych w kierunku wybitnego zmniejszenia lub zaniku działania powierzch-

niowej wody przepływowej, a zwiększenie działania wody gruntowej, wówczas powstają warunki odpowiednie dla bytowania roślinności torfotwórczej i gromadzenia obumarłych szczątków roślinnych, stanowiących materiał do utworzenia warstwy torfowej.

Działanie procesów błotnych najsilniej przejawia się w glebach torfowych. Poziomo ułożone warstwy torfowe, składające się na profil gleby torfowej, przedstawiają pewne jej stadia rozwojowe, albowiem nawarstwienie masy torfowej odbywa się od dołu. Zróżnicowanie warstw profilu torfowego powstało wskutek ustawicznej zmiany czynnika hydrologicznego, pociągającego za sobą zmianę warunków ekologicznych i fitosocjalnych. Każdy gatunek gleb torfowych posiada odrębne warunki bio-ekologiczne, przy czym czynnik hydrologiczny odgrywa rolę pierwszorzędną. W bilansie wodnym gleb torfowych woda gruntowa odgrywa rolę najważniejszą i od niej zależna jest stabilizacja procesów błotnych.

W dolnym piętrze profilu torfowego trwa nieustannie anaerobioza bezwzględna, przeto rozkład masy torfowej jest bardzo powolny i, jak wykazują uzyskane przez badaczy niemieckich i rosyjskich wyniki analiz chemicznych, procentowa zawartość węgla stopniowo wzrasta, a więc rozkład idzie w kierunku stopniowego zwęglania masy torfowej.

W torfowiskach zmeliorowanych zanika proces torfotwórczy, a natomiast rozwija się w górnej warstwie torfu proces murszotwórczy w warunkach aerobowych i okresowej anaerobiozy względnej. Masa organiczna gleby murszowej częściowo się mineralizuje, gdy tymczasem substancja koloidalna, na skutek wysychania w okresie letnim, tworzy drobne, twarde agregaty, które robią wrażenie strukturalnej, próchnicznej masy glebowej. Jednakże wyniki badania właściwości fizycznych i biologicznych powierzchniowej warstwy gleby murszowej upoważniają nas do wyrażenia poglądu, że te czarne agregaty stanowią postać nieodwracalnego żelu wyschniętej substancji koloidalnej torfu. Znaczy to, że zmurszała warstwa torfu traci nasiąkliwość wodną i właściwości dyspersji, czyli ważniejsze elementy żyzności gleby.

Zahamowanie szkodliwego, z punktu widzenia produkcji roślinnej, procesu murszenia masy torfowej może być osiągnięte przez systematyczne nawożenie uprawianej gleby torfowej mielonym marglem, gliną ilastą lub szlamem stawowym. W rozkładającej się w warunkach aerobowych masie torfowej tworzy się pewna ilość koloidu organicznego, zwłaszcza w porze wiosennej (anaerobioza względna), który następnie w porze letniej podсыcha i twardnieje w postaci czarnych kanciastych agregatów. Jeśli zastosujemy nawożenie materiałem ilastym mineralnym, wówczas z roztworu organiczno-mineralnego zostanie strącony żel organiczno-mineralny w postaci próchnicy murszowej.

W naszej rozprawie poprzedniej: „Gleby błotne i środowisko” przedstawiliśmy w schemacie zaszeregowania gleb błotnych nasilenie działania powierzchniowej wody przepływowej oraz wody gruntowej, a także nasilenie główniejszych procesów w różnych rodzajach i gatunkach gleb typu błotnego.

S t r e s z c z e n i e

Do kategorii typologicznych procesów glebowych zaliczamy następujące: 1) proces brunatnienia, 2) proces bielcowania, 3) proces próchnicowania, 4) proces darniowy i 5) proces błotny.

Wymienione wyżej procesy glebowe działają w glebach w kompleksie z innymi procesami glebowymi. Znaczy to, że w każdej glebie działa nieustannie kompleks procesów, przy czym jeden proces zasadniczy, zwany „typologicznym”, odgrywa rolę dominującą i nadaje swoje piętno cechom morfologicznym gleby.

1. Proces brunatnienia. Proces wietrzenia skał prowadzi do ich rozdrobnienia i wytworzenia drogą przeobrażeń, między innymi, wodorotlenku żelazowego $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, który stanowi trwałą postać związków żelaza w glebie. Proces brunatnienia polega na tworzeniu się i gromadzeniu wodorotlenków żelaza i glinu w poziomach górnych i środkowym profilu glebowego, przy czym limonit $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ nadaje masie gleby barwę brunatną, a hydrohematyt $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ czerwono-brunatną lub ceglastą. Proces brunatnienia jest najbardziej rozpowszechnionym procesem glebowym na kuli ziemskiej i wytwarza gleby typu brunatnego, jak: gleby brunatne i szarobrunatne, czerwonoziemi i „terra rossa”.

2. Proces bielcowania. Proces ten powstaje i działa w glebach leśnych, utworzonych na zwięzłych skałach macierzystych. Działanie procesu bielcowania jest uwarunkowane okresową anaerobiozą bezwzględną w środowisku kwaśnym; skutkiem czego powstają w dwóch górnych poziomach procesy redukcyjne, odtleniające wodorotlenek żelazowy do postaci łatwo rozpuszczalnego wodorotlenku żelazowego $Fe(OH)_2$. Odtlenione związki żelaza podlegają wypłukiwaniu do niżej położonego poziomu iluwalnego, gdzie w okresie letnim następuje utlenianie ich do postaci wodorotlenku żelazowego. Wypłukiwanie z górnych poziomów związków zasadowych oraz wodorotlenków żelaza i glinu prowadzi do niszczenia kompleksu sorpcyjnego i utworzenia jasnoszarego poziomu bielcowego. Proces bielcowy wytwarza gleby typu bielcowego.

3. Proces próchnicowania. Substancja organiczna gleby rozkłada się i mineralizuje, a część tej substancji w warunkach sprzyjających przybiera postać trwałą, trudno podlegającą działaniu procesów rozkładowych — po-

stać próchnicy. Wyniki długoletnich badań nad dynamiką procesu próchnicowania pozwalają na postawienie hipotezy, że próchnica jest to kompleks organiczno-mineralny, posiadający właściwości koloidalne i podlegający w słabym stopniu działaniu procesów rozkładających. Wobec tego należy przyjąć, że największym dynamizmem odznacza się rozkładająca się w glebie niezhumifikowana substancja organiczna, gdy tymczasem próchnica wykazuje dużo mniejszy dynamizm, zarówno w procesach chemicznych, jak i w biologicznych.

Proces próchnicowania wytwarza gleby typu czarnoziemnego i inne zasobne w próchnicę gatunki gleb.

4. Proces darniowy. Powstawanie i rozwój procesu darniowego są związane z roślinnością trawiasto-zielną, bytującą w określonych warunkach ekologicznych. Proces darniowy przejawia się w zagęszczeniu sieci korzeni roślinności trawiasto-zielnej w górnym poziomie gleby i tworzeniu się poziomu darniowego, który wzbogaca się w rozkładającą się substancję organiczną i staje się regulatorem uwilgotnienia, aeracji i ciepłoty gleby oraz regulatorem stosunków fitosocjalnych. Utworzony poziom darniowy jest trudno przepuszczalny dla wody, skutkiem czego stwierdzamy kilkakrotnie w okresie wegetacyjnym stan nasycenia wodą, wywołujący zjawisko okresowej anaerobiozy względnej.

5. Proces błotny. Nadmierne uwilgotnienie całego profilu lub tylko części profilu gleby wywołuje zjawisko anaerobiozy, stanowiące istotną treść procesu błotnego. W kompleksie procesów glebowych, w warunkach anaerobiozy, dominują procesy redukcyjne, powodujące odtlenianie, przeobrażanie i przemieszczanie substancji mineralnej i organicznej. Należy wyróżnić dwa rodzaje anaerobiozy: 1) anaerobiozę względną (woda jest natleniona) i anaerobiozę bezwzględną (woda pozbawiona rozpuszczonego tlenu).

Zależnie od sposobów przejawiania się procesu błotnego oraz skutków jego działania wyróżnić należy trzy rodzaje procesów: 1) proces torfienia, 2) proces oglejenia i 3) proces murszenia.

Proces błotny jest procesem typologicznym, wytwarzającym różnego rodzaju gleby błotne w zależności od warunków bio-ekologicznych środowiska.

LITERATURA

1. R a m a n n E. — Bodenkunde, Berlin (1920), str. 613.
2. R o d e A. A. — Podzołobrazowatelnyj process, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskwa, (1937), str. 157.
3. S i b i r c e w N. M. — Poczwowiedienije, Petersburg (1900), str. 136, 196 i 212.

4. Stremme H. — Die Braunerden, Handbuch der Bodenkunde, t. 3, Berlin (1930), str. 550.
5. Tamm O. — Grundvaltenrörelser och försumpningsprocesser belysta genom bestämningar av grundvattnets syrehalt i nordsvenska moräner, Medd. fr. St. Sxogsförs, t. 22, Stockholm (1925).
6. Tomaszewski J. — Gleby łąkowe, Biblioteka Puławska nr 37, Puławy (1947).
7. Tomaszewski J. — Stadia rozwojowe niektórych rodzajów gleb, „Roczniki Gleboznawcze”, t. 2, Warszawa (1952), str. 28—46.
8. Williams W. R. — Poczwowiedienije Moskwa (1939), str. 447.

Я. ТОМАШЕВСКИ

ДИНАМИКА ТИПОЛОГИЧЕСКИХ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

(Кафедра почвоведения В.С.Х.Ш. в Вроцлаве)

Резюме

К категории типологических почвенных процессов относим следующие: 1) бурозёмный, 2) подзолистый, 3) гумусообразования, 4) дерновый и 5) болотный.

Вышеуказанные типологические процессы действуют совместно с иными почвенными процессами. Это значит, что во всякой почве действует непрерывно комплекс процессов, причём один из них, названный „типологическим” играет первенствующую роль и кладёт свой отпечаток на внешнем виде почвенного профиля.

1. Бурозёмный процесс. При выветривании материнских пород происходит постепенное раздробление породы с образованием глинистых продуктов выветривания и между прочим, водной окиси железа, которая является устойчивою формою соединений железа в почве. Бурозёмный процесс заключается в том, что в верхнем и среднем горизонтах почвы происходит образование и накопление водной окиси железа и алюминия, причём лимонит $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ окрашивает почвенную массу в бурый цвет, а гидрогематит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ в краснубурый цвет.

Бурозёмный процесс является наиболее распространённым почвенным процессом на земном шаре и образует разного рода почвы бурозёмного типа, а именно: бурозёмы, краснозёмы, и „terra rossa”.

2. Подзолистый процесс. Этот процесс возникает и развивается в лесных почвах, образованных на связных суглинистых

и глинистых материнских породах. Течение его обусловлено абсолютным, сезонным анаэробизмом в кислой среде, вследствие чего возникают процессы восстанавливающие гидрат окиси железа в легкорастворимый гидрат закиси железа $Fe(OH)_2$. Восстановленные соединения железа подвергаются постепенному вымыванию в нижележащий иллювиальный горизонт, где происходит в летнем сезоне обратный процесс окисления закисных соединений железа в окисные бурого цвета. Вымывание из двух верхних горизонтов соединений железа и алюминия, а также основных легкорастворимых соединений способствует разрушению почвенного поглощающего комплекса и образованию подзолистого горизонта светлосерого цвета. Подзолистый процесс образует почвы подзолистого типа .

3. Процесс гумусообразования. Органическое вещество почвы подвергается разложению и минерализации, однако некоторая часть (коллоидная) органического вещества в соответствующих условиях среды взаимодействует с коллоидным минеральным веществом и превращается в гумус.

В результате многолетних исследований над динамикой процесса гумусообразования мы делаем попытку выдвинуть и обосновать гипотезу, что гумус является органо-минеральным комплексом трудно поддающимся разложению и обладающим коллоидными свойствами. Ввиду этого следует принять, что наибольшим динамизмом обладает разлагающееся в почве органическое вещество, между тем как гумус обладает значительно более слабым динамизмом химических а также биологических явлений.

Процесс гумусообразования играет первенствующую роль в почвах чернозёмного типа, а также в иных богатых гумусом видах почв.

4. Дерновый процесс. Возникновение и развитие дернового процесса связано с травянистой растительностью, приуроченной к определённым экологическим условиям. Дерновый процесс проявляется в повышении густоты корневой системы травянистой растительности в поверхностном горизонте почвы и образовании дернового горизонта. Этот последний обогащается разлагающимся органическим веществом и является регулятором увлажнения аэрации и теплоты почвы, а также регулятором фито-социальных взаимоотношений. Образовавшийся дерновый горизонт является трудно проницаемым для воды, вследствие чего наблюдается в течении вегетационного периода многократное насыщение его влагой, вызывающее каждый раз явление относительного анаэробизма.

5. Болотный процесс. Избыточное увлажнение всего поч-

венного профиля или только его части вызывает появление анаэробнобиозиса, который и составляет сущность болотного процесса. В условиях анаэробнобиоза, в комплексе почвенных процессов преобладают процессы, производящие восстановление, преобразование и перераспределение минеральных и органических веществ. Следует выделить и установить 2 рода анаэробнобиоза: анаэробнобиоз относительный, вызванный водой содержащей значительное количество поглощённого кислорода и 2) анаэробнобиоз абсолютный, вызванный грунтовой водой лишенной кислорода.

В зависимости от способа течения болотного процесса и его последствия, следует выделить 3 рода болотных процессов с определёнными для каждого рода морфологическими признаками и экологическими условиями: 1) процесс торфообразования, 2) процесс глееобразования и 3) процесс муршеобразования.

Болотный процесс — это процесс типологический, образующий различные болотные почвы в зависимости от био-экологических условий среды.

J. TOMASZEWSKI

DYNAMICS OF TYPOLOGICAL SOIL PROCESSES

(Institute of Soil Science of the Wrocław Agricultural College)

Summary

The following are referred to the category of typological soil processes: 1) the brown soil forming process, 2) the podsolisation process, 3) the humification process, 4) the turf process, 5) the swamp process.

The abovementioned processes operate in soils complexly with other soil processes. This means that in any soil a complex of processes operate continually of which one (called „typological”) is basic and dominant and exercises a decisive influence on the morphological characteristics of the soil.

1. Brown soil forming process: The weathering process in rocks results in their physical disintegration and the formation by chemical change of (among other compounds) ferric hydroxide $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$ which constitutes the stable basis of Fe compounds in soil. The brown soil forming process consists in the formation and grouping of Fe and Al

hydroxides in the upper and middle horizons of the soil profile, the limonite $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ giving the soil the brown, and the hydrohematite $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ the brownish-red or brick colour. Of all soil processes, the brown soil forming process is the one most widely distributed in the entire world; it forms soils of the brown earth type, such as: brown and gray-and-brown soils, chernozems, terra rossa and others.

2. **Podsolisation process.** This process originates and operates in forest soils formed on compact parent rocks. Its operation is dependent on intermittent absolute anaerobiosis in acid environment, causing in the two upper horizons reduction processes by which Fe hydroxide is converted by deoxidation to the easily soluble form of ferrous hydroxide $\text{Fe}(\text{OH})_2$. The leached out deoxidized Fe compounds are washed down to the underlying illuvial horizon in which they are reoxidized to ferric hydroxide during the summer period. The lixiviation of the basic compounds and of Fe and Al hydroxides from the upper horizons causes destruction of the sorption complex and formation of a light-grey podsollic horizon. The podsolisation process forms the soils of podsollic type.

3. **Humification process.** The organic matter of the soil decomposes and mineralizes, some part of it taking under favourable conditions the form of a stable substance strongly resistant to decomposition processes, i.e. of humus. Results of many years of research into the dynamics of the humification process seem to justify the hypothesis that humus is an organomineral complex with colloidal characteristics and strong resistance to the operation of decomposing processes. We may thus assume that the non-humified organic matter undergoing decomposition in the soil is endowed with strong dynamism whereas humus shows much less of it, both in regard to chemical and biologic processes.

The humification process forms the soils of chernozem type and other soils with high humus content.

4. **Turf process.** The turf process originates and develops in grass-herb vegetation subsisting in certain ecologic conditions. The process manifests itself in a matting of the root system of the grass-herb vegetation in the upper soil layer, and the formation of a sod layer which gets enriched by decomposing organic material and thus becomes a regulator of soil moisture, aeration and temperature, as also of phyto-sociological conditions. Permeability of the sod layer is low in consequence of which during the vegetation period a state of saturation with water may repeatedly be observed which causes intermittent relative anaerobiosis.

5. **Swamp process.** Excessive moisture of the entire soil profile or part of it, causes anaerobiosis, the essential feature of the swamp process. In anaerobic conditions, reduction processes are dominant in the

complex of soil processes; they cause deoxygenation, transformation and translocation of mineral and organic substances. Two kinds of anaerobiosis are to be distinguished and established: 1) relative anaerobiosis (the water is oxidised) and 2) absolute anaerobiosis (the water is deprived of oxygen in solution).

Depending on the ways in which the swamp process is manifested and the results of its operation, three kinds of its functioning and external manifestation are to be distinguished, viz. 1) peat forming process, 2) gley process, 3) moulder-forming process.