

PROBLEMY PEDOCHEMII

I WSTĘP

W „Geochemii“ K. Smulikowskiego czytamy: „Gleba stanowi zupełnie swoiste środowisko geochemiczne, uwarunkowane nie tylko jakością i fizycznymi właściwościami podłoża, lecz również produktami organicznymi życia roślin i różnych mikroorganizmów (substancje próchniczne, czyli humus). Jest ona tym szczególnym środowiskiem, pośredniczącym w odżywianiu roślin mineralnymi składnikami wietrzącego skalnego podłoża — i od jej chemicznych właściwości zależy wędrowka pierwiastków chemicznych pomiędzy litosferą a biosferą“ (25 str. 160).

Następnie tenże autor podaje, że geochemia gleby nie może być należycie uwzględniona w jego wykładzie, gdyż należy do osobnej nauki — gleboznawstwa.

Otóż trzeba na wstępie stwierdzić, że geochemia gleby nie uzyskała jeszcze swego syntetycznego oblicza w obrębie całości wiedzy o glebie. Artykuł niniejszy jest właściwie dopiero pierwszą zapowiedzią syntezy tego działu nauk geochemicznych. Jednocześnie należy podkreślić, że w interesującej nas dziedzinie rozporządzamy już bardzo obfitym, chociaż nie usystematyzowanym materiałem, zebranych przez gleboznawców całego świata.

Geochemię gleby nazywać będziemy poważnie „pedochemią“ (gr. „pedon“ — gleba, ziemia). Przy tym nie będziemy uważać tego specjalnego terminu za zupełny synonim określenia „chemia gleby“. Pojęcie chemii gleby ma tak zadawnione tradycje statyczności, że stosując je myślimy zawsze tylko o składzie chemicznym substancji glebowej. Jeżeli więc pedochemia ma być zredukowanym odpowiednikiem całości geochemii, tj. „historii naturalnej pierwiastków chemicznych“ (25, str. XI), to lepiej będzie nie nazywać jej „chemią“ (gleby). Pedochemia, podobnie jak geochemia, jest pojęciem wybitnie dynamicznym.

Zanim przejdziemy do naszych geochemicznych rozważań, przypomnimy, że za glebę uważamy powierzchniową część litosfery, przekształconą przez czynniki biotyczne. Jedni autorowie ograniczają pojęcie gleby do utworów lądowych (powstających w strefie styku litosfery z atmosferą). Inni obejmują tym pojęciem także denne utwory podwodne (rozwijające się w strefie kontaktu litosfery z hydrosferą). Nie będziemy się tu wdawali w rozważania, które poglądy są słuszne.

Chcielibyśmy tylko podkreślić, że wzajemna wymiana „pedochemiczna“ zachodzi w trzech następujących układach: 1) gleba — litosfera, 2) gleba — atmosfera i 3) gleba — hydrosfera. Konsekwencją tego trójukładowego systemu wymiany jest daleko posunięte „indywidualizowanie się“ pokrywy glebowej litosfery w stosunku do samej skorupy ziemskiej.

II PODSTAWY PEDOCHEMII OGÓLNEJ

Skład chemiczny substancji glebowej bywa bardzo różny. Obok utworów glebowych, składających się w ok. 99% z krzemionki (luźne piaski kwarcowe), spotykamy gleby zbudowane w przeszło 90% z węglanu wapnia (niektóre prymitywne rędziny). Jak widzimy — trudno jest więc mówić o jakiejś „typowej“ przeciętności tego składu, co nie przekreśla jednak potrzeby ustalania pewnych cyfr, wprawdzie „nietypowych“, ale mimo to średnich dla ogółu form pokrywy glebowej.

Próbie obliczenia takich średnich cyfr zawdzięczamy geochemikowi radzieckiemu A. P. Winogradowowi (2, str. 14). Według tego autora średni skład chemiczny powierzchniowej części gleby przedstawia się w ujęciu pierwiastkowym następująco:

1) O	— 49.0%
2) Si	— 33.0%
3) Al	— 7.1%
4) Fe	— 3.8%
5) C	— 2.0%
6) K	— 1.4%
7) Ca	— 1.4%
8) Mg	— 0.6%
9) Na	— 0.6%
Inne pierwiastki	— 1.1%
(głównie: H, Ti, N, P, Cl, Mn, S.)	

Razem — 100.0%

Wymienione pierwiastki tworzą oczywiście bardzo wiele minerałów. Za ważniejsze minerały „glebowe“ uważamy: niektóre skalenie (głównie ortoklaz), bardzo nieliczne pirokseny i amfibole, granity, talk i pirofilit, część łuszczaków właściwych (zwłaszcza muskowitz), pewne chloryty, hydromiki, kaolinit (grupa), halluazyt, bentonity (montmorylonit i in.), alofan, szereg zeolitów, kalcyt i dolomit, gips, apatyty, wiwianit, kwarc z chalcedonem i opalem, korund, niektóre spinele (hematyt), ilmenit, braunit, diaspor, bemit, hydrargilit, czyli gibsyt, getyt, limonit, manganit i psydomelany; wreszcie rozmaite minerały organiczne, spośród których poznano najlepiej pewne saponity i humity hydrogeniczne

(znajomość właściwej próchnicy¹ lądowej jest jeszcze bardzo niedostateczna).

Swoją mineralną substancję zawdzięcza gleba bezpośrednio litosferze, ale przemiany tej substancji w glebie dokonywają się, jak wiadomo, przy udziale aktualnych składników atmosfery, zwłaszcza zaś wolnego tlenu i dwutlenku węgla. Materiał organiczny tworzy się za pośrednictwem roślinności głównie z węgla, tlenu i azotu powietrznego, z wodoru i tlenu wody (tworzącej wprawdzie wyodrębnioną hydrosferę, ale wchodzącej również w skład lito- i atmosfery), oraz (częściowo) z niektórych pierwiastków litosferycznych (P, Cl, S i in.).

Zastanówmy się — na czym polega proces glebotwórczy w swej najistotniejszej, a zarazem najogólniejszej treści pierwotnej.

Jak wiadomo, jest to proces nie tylko biogeniczny, ale nawet wręcz biologiczny. Gleba stanowi jednocześnie środowisko i podłoże świata ożywionego. Świat ten nie ogranicza się bynajmniej do „biernego“ eksploatowania geosfery kontaktu skorupy ziemskiej z biosferą, lecz sam kształtuje swój substrat i otoczenie. Główną rolę odgrywa tu oczywiście roślinność (łącznie z mikroflorą), która powoduje daleko idące, chociaż nie zawsze łatwo zauważalne, przekształcenia utworów skalnych.

Przekształcenia te są wszechstronne. W danym wypadku interesują nas wyłącznie geochemiczne efekty działania roślinności na powierzchniowe utwory litosferyczne. Otóż geochemiczna strona procesu glebotwórczego polega przede wszystkim na biologicznej koncentracji w pewnych poziomach gleby tych wszystkich pierwiastków, które mają dla roślin znaczenie pokarmowe.

Definicja ta zawiera także treść pierwszego prawa pedomii.

Jak wiadomo, pokaźna część mineralnych pierwiastków pokarmowych (np. K, P, Cl, Mg, Mn, S, B) jest zwykle bardzo silnie rozproszona w litosferze. Ponadto litosfera nie zawiera w ogóle (z pewnymi wyjątkami) azotu, będącego koniecznym składnikiem białka każdej istoty żywej, ani węgla organicznego, który jest potrzebny do życia saprofitom glebowym. Dlatego też w najpierwotniejszej² fazie powstawania gleby musi nastąpić „wprowadzenie w ziemię“ tych ostatnio wymienionych składników. Do takiego „uziemiania“ azotu i węgla najzdolniejsze są porosty naskalne. Głonowe części tych złożonych organizmów przyswajają CO₂ z powietrza, gdy tymczasem ich grzybnia pobiera i przerabia atmosferyczny azot.

¹ Pewne ciała próchniczne możemy traktować jako minerały o niezbadanej dotychczas naturze.

² Uwagi te dotyczą aktualnego układu stosunków glebotwórczych. Pradzieje lądowego procesu glebotwórczego, zapoczątkowanego w gotlandzie, opisuje w innych publikacjach.

Przygotowanie substratu przez porosty umożliwia bytowanie i rozwój innym organizmom zarówno plechowcom, jak i pionierskim gatunkom roślin wyższych. Utwory skalne przeobrażają się powoli w gleby. Zasoby azotowe pokrywy glebowej wzrastają coraz szybciej dzięki rozwojowi wolnożyjących bakterii azotowych (*Azotobacter*, *Clostridium*) i symbiotycznych (współżyjących z innymi roślinami, głównie motylkowymi — *Papilionaceae*) bakterii tzw. brodawkowych (*Rhizobium*)³. Jednocześnie zwiększanie się zawartości węgla organicznego w glebie potęguje rozwój plechowców, przyswajających azot atmosferyczny, oraz stymuluje pośrenio i bezpośrednio ewolucję całej szaty roślinnej.

Z biegiem czasu uwypukla się coraz wyraźniej szczególna rola tych elementów zbiorowisk roślinnych, które odznaczają się bardziej rozwiniętymi i głęboko sięgającymi systemami korzeniowymi.

Tym to właśnie elementom zawdzięczamy „ściągnięcie“ do gleby ze skalnego podłoża litosferycznych składników pokarmu roślin.

Im bardziej dany składnik jest rozproszony w materiale skalnym, im mniej zawierają go dane fragmenty litosfery, tym silniejsza jest jego struktura biologiczna w glebie. Tak oto brzmi drugie prawo pedomii.

Przykładowe poparcie sensu tego prawa nie naszczęca żadnych trudności. Porównajmy koncentrację żelaza w glebach mało zasobnych w ten składnik i koncentrację manganu w glebach tzw. bezmanganowych. Wprawdzie roślina zużytkowuje więcej żelaza niż manganu, ale żelazo jest z reguły bez porównania obficie reprezentowane w skałach niż mangan. Inne jest więc pojęcie ilościowe „braku“ żelaza, a inne „braku“ manganu. Za ubogą (jednocześnie) w żelazo i mangan będziemy uważali np. skałę o zawartości 0,1% Fe₂O₃ i 0,005% MnO₂. Jeśli z tej skały utworzy się gleba, to zawartość w niej żelaza przekroczy przypuszczalnie 0,5%, gdy tymczasem prawdopodobna zawartość manganu może osiągnąć 0,2% (cyfry oparte na bardzo obfitym materiale analitycznym). A więc pięciokrotnemu wzrostowi zawartości żelaza towarzyszy czterdziestokrotny wzrost zawartości manganu.

Możemy się również oprzeć na przykładzie, dotyczącym jednego pierwiastka. Tak np. w 90 glebach piaszczystych, powstałych z piasków o średniej zawartości ok. 0,15% MnO₂, stwierdziliśmy przeciętną zawartość tego składnika w wysokości 0,32% (stosunek przeszło dwukrotny). W innym znów przypadku (dane dla ok. 50 profilów gleboskalnych; również

³ Do asymilowania wolnego azotu zdolne są nie tylko grzyby porostowe oraz mbakterie azotowe i brodawkowe, ale również liczne inne plechowce, przeważnie symbiotyczne, współżyjące z różnymi roślinami.

piaski) skonstatowaliśmy przeciętny wzrost zawartości manganu (MnO_2) z 0.03% (w piaskach) do 0.18% (w glebach wykształconych z tych piasków); stosunek sześciokrotny. W wielu poszczególnych wypadkach proporcje te są bardziej skrajne.

Uwzględniając drugie prawo pedochemii należy podkreślić, że biologiczna istota koncentracji pierwiastków w glebie ma charakter wybitnie selektywny. Dobór elementów nagromadzających się w glebie nie jest przypadkowy. Kumulują się tam elementy pokarmowe. Sama kumulacja tych elementów nie stanowi jeszcze o zdolności gleby do stałego racjonalnego zaspokajania potrzeb pokarmowych świata roślinnego. Kumulowane składniki mogłyby przecież ulegać szybkiemu wmywaniu w głąb podłoża. Otóż takiemu wmywaniu przeciwdziałają sorbcja biologiczna i synteza biochemiczna wymienionych składników, dokonywana w różnej formie przez organizmy wyższe i drobnoustroje. Przy tym metabolizm substancji organicznej, będącej „magazynem“ pokarmu dla następujących wciąż po sobie, coraz to nowych pokoleń roślin, bywa niekiedy bardzo zawily. Składniki obumarłych ciał organizmów wyższych, zanim przejdą w postać dość trwałych połączeń kompleksu próchnicznego, muszą być „przetrawione“ przez drobnoustroje.

Pewne formy biosyntezy mogą mieć miejsce także poza obrębem organizmów żywych.

Ale to cośmy ostatnio powiedzieli, nie charakteryzuje jeszcze gleby jako środowiska odżywczego. Samo magazynowanie pokarmu w związkach organicznych nie mówi nam nic o jego udostępnianiu roślinom żywym. Glebowy aparat odżywczy funkcjonuje w ten sposób, że magazynowaniu pierwiastków pokarmowych w postaci organicznej towarzyszy ich częściowe wyzwianie (mineralizacja). Wyzwalanie powinno zachodzić nie żywiłowo, lecz stopniowo i powoli. Warunek ten jest spełniany przez gleby znajdujące się w pewnym określonym stanie fizycznym. Ponieważ stan fizyczny zależy od zawartości w glebie właściwej próchnicy, przeto próchnica sama spełnia jednocześnie rolę magazynu środków odżywczych i regulatora ich obrotu w układzie: gleba — roślina.

W ten sposób ujawnia się **trzecie prawo pedochemii**, prawo magazynowania i jednoczesnego stopniowego wyzwiania elementów pokarmowych w ciągłych i jednoczesnych procesach biologicznych syntezy i rozkładu substancji organicznej.

W gospodarce pokarmowej utworu glebowego bierze jednak bardzo poważny udział także koloidalny kompleks sorbcyjny, na który składają się zarówno koloidy organiczne, jak i mineralne. Poprzez fizyczno-chemiczną sorbcję i desorbcję jonów uzupełniana jest regulacja dynamizmu bilansu i składników

pokarmowych w glebie. I tu znów widzimy podwójną rolę próchnicy, która zawierając sama pewne elementy (w stanie chemicznie związanym) przyczynia się jednocześnie w swej koloidalnej formie do ich fizyczno-chemicznej sorbcji i wymiany.

Abiotyczna sorbcja chemiczna odgrywa tu mniejszą rolę. Sorbcja ściśle fizyczna ujawnia się zawsze wyraźnie i ma znaczenie rzadziej pośrednie.

Należy jeszcze podkreślić, że bujny rozwój glebotwórczej makro- i mikroflory naziemno-glebowej wzmacnia ogromnie jej agresywność w stosunku do litosferycznego podłoża. Poszczególne składniki zbiorowisk roślinnych ulegają pewnej specjalizacji, wykształcając w sobie zdolność do rozpuszczania i wykorzystywania na pokarm wielu trudno rozpuszczalnych minerałów. Najdalej posuwają się w tym zakresie plechowce. Niektóre glony, bakterie, grzyby i porosty (złożone organizmy glonowo-grzybowe) zdolne są do rozpuszczania nawet apatytów i glinokrzemianów, których pierwiastkowe składniki zostają tą drogą włączone do obiegu biologicznego, do biologicznej i biogenicznej glebowej przemiany materii.

Naświetliliśmy do tej pory najistotniejszą, ale i najbardziej ogólną treść geochemiczną procesu glebotwórczego. Gdyby gleba była tworem substancjonalnie jednolitym i podlegała zawsze tej samej postaci czynników glebotwórczych (licząc osobno pionierskie i zaawansowane fazy rozwojowe), to temat moglibyśmy uważać za wyczerpany. Jednak każda gleba ma swoją mniej lub więcej skomplikowaną budowę. Całość pokrywy glebowej podlega przy tym wpływowi silnie zróżnicowanych form wyżej wymienionych czynników, wykazujących pewne genetycznie uwarunkowane następstwo, a więc zmiennych nie tylko w przestrzeni, ale i w czasie.

Regułą jest, że każda formacja roślinna dąży do koncentrowania wszystkich wartościowych dla siebie substancji w poziomie największego rozwoju swych systemów korzeniowych. Na tym właśnie polega **czwarte prawo pedochemii**.

W zakresie tego prawa ujawniają się różniczne tendencje między borami i niektórymi lasami liściastymi z jednej strony, a darniowymi formacjami trawiastymi z drugiej. Największe zagęszczenie korzeni drzewiastych elementów zbiorowisk leśnych przypada zwykle na poziom leżący w pewnym oddaleniu od powierzchni gleby. Nic więc dziwnego, że las przejawia dążność do kumulowania ogółu pożytecznych składników (pokarmowych i regulujących pośrednio lub bezpośrednio bilans pokarmowy gleby) na pewnej głębokości pod powierzchnią utworu glebowego. Stwarzając dogodne warunki bytowania flory grzybowej zakwaszającej środowisko, wyjąławia on i lu-

guje poziom powierzchniowy, w którym utrzymuje się trwale tylko krzemionka (kwarc pierwotny i krzemionka bezpostaciowa powstała z kwasowego rozkładu glinokrzemianów). Odwrotnie postępuje roślinność darniowa, korzenia się płytko, tuż pod powierzchnią. Kumuluje ona wszystkie składniki w poziomie powierzchniowym, wzbogacając przy tym ów poziom w strukturotwórczą próchnicę bakteryjną, odgrywającą podstawową rolę w gospodarce pokarmowej gleby.

Kwaśne, ługowane odgórnie gleby leśne nazywamy utworami bielcowymi, natomiast gleby łąkowych i łąkowo-stepowych formacji trawiastych noszą miano utworów darniowych albo stepowo-darniowych (czarnoziemny)⁴.

Wzajemne nakładanie się procesu bielcowego i darniowego prowadzi do typu, tzw. darniowo-bielcowego, który charakteryzuje się trójpoziomowością profilu gleby. Gleba tego typu ma profil bielcowy (poziom wymywania i poziom wmywania), noszący na sobie próchniczną pokrywę akumulacyjną (poziom próchniczny). Gleby darniowo-bielcowe są bezporównania pospolitsze od bielcowych i darniowych.

Szereg postaci zbiorowisk leśnych i krzaczastych nie wykazuje w pewnych warunkach fizjograficznych poważniejszej dynamiki sił bielcotwórczych. Warunkuje to utrzymywanie się typu gleb tzw. brunatnych, cechowanych przez dość dużą równowagę obiegu większości komponentów. Pomimo rozpadu glinokrzemianów, zachodzącego w większości brunatnoziemów (zwłaszcza podtypu kwaśnego), nie następują poważniejsze przemieszczenia żelaza i glinu (w podtypie obojętno-zasadowym zaznacza się także stosunkowo mała ruchliwość wapnia i magnezu). Profil tych gleb jest morfologicznie jednolity, a w wypadkach skrajnych nie ujawnia się w ogóle jego rozczłonkowanie na poziomy.

Przeplatanie się procesu „brunatnienia“ z procesem darniowym warunkuje rozwój gleb darniowo-brunatnych.

Z brunatnoziemami łączą się w jeden szereg niezbielcowane i niezlateryzowane czarnoziemny⁵ podzwrotnikowe i tropikalne.

Różnica między brunatnoziemami i czerwonoziemami polega na: 1) różnym stopniu rozkładu ogółu glinokrzemianów (silniejszy rozkład charakteryzuje czerwonoziemny), 2) innym składzie chemiczno-mineralnym glino-

krzemianowych minerałów ilastych, 3) niejednakowej naturze i zawartości komponentów tlenkowych. Optyczne efekty odrębności brunatnoziemów i czerwonoziemów wynikają głównie ze zróżnicowania żelazistego „pigmentu“ gleb. Brunatność naszych gleb (typu brunatnego) uwarunkowana jest przez limonit i niektóre inne tlenki żelaza, towarzyszące często limonitowi. Temu mało atrakcyjnemu zabarwieniu przeciwstawia się charakterystyczna żywa „czerwień“ hydrohematytowa utworów czerwonoziemnych.

Wprawdzie zasadniczym czynnikiem glebotwórczym jest roślinność, ale gleba podlega pośrednio i bezpośrednio także oddziaływaniu rozmaitych abiotycznych czynników zewnętrznych. Ponadto zależy ona w swym rodzaju od własnej, pierwotnej natury „litosferycznej“, tj. od utworu macierzystego i jego podłoża. Dlatego też kształtowanie się pedosfery nie zawsze bywa całkowicie zgodne z tendencjami roślinności i kierunkiem właściwego procesu glebotwórczego. Klasycznym tego przykładem może być lateryzacja, zachodząca w warunkach tropikalnego klimatu monsunowego, a obejmująca głównie tereny występowania skał wybitnie zasadowych. Układy klimatyczno-hydrologiczne terenów lateryzacji łamią, a niekiedy nawet odwracają proces glebotwórczy. Powodują one dopowierzchniowe gromadzenie się tlenków glinu i żelaza w formie kongrecji, tworzących z czasem zwartą powłokę. Zamiast więc np. odgórnej sylicyzacji biogenicznej profilu następuje jego oddolna metalizacja abiogeniczna.

Na osobne potraktowanie zasługują gleby słone i alkaliczne, tworzące cały rząd ewolucyjny, tzw. degradacji alkalicznej. Pierwsze ogniwo tego rzędu stanowią właściwe gleby słone, czyli solonczaki (umiędzynarodowiony termin rosyjski). Otóż solonczaki odznaczają się pełną salinizacją całego profilu. Zawierają one roztwory soli oraz ich wykwitły w przestworach i na powierzchni. Wchodzą tu w grę głównie: NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , NaNO_3 , Na_2SiO_3 , CaSO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 (sole potasu mają rzadko poważniejsze znaczenie).

Drugim ogniwo rzędu słono-alkalicznego są gleby właściwe alkaliczne, zwane sołońcami (ros.-intern.). Jest to już ogniwo degradacyjne w stosunku do pierwszego. Roztwory i wykwitły solne mogą występować tylko w dolnych częściach profilu sołońców. Cechą charakterystyczną tych gleb stanowi silne nasycenie koloidalnego kompleksu sorbcyjnego kationami alkalicznymi (głównie Na).

W zdegradowanych glebach alkalicznych (następny stopień degradacji), czyli tzw. sołdziejach (ros. intern.) nie znajdujemy już w ogóle poziomów solnych. Kompleks sorbcyjny sołdziej obfituje jeszcze w kationy alkaliczne,

⁴ Luźna roślinność właściwych stepów nie tworzy zwartej darni, ale stepowy proces glebotwórczy zbliżony jest do darniowego, gdyż charakteryzuje go powierzchniowa (przypowierzchniowa) kumulacja próchnicy i składników pokarmowych.

⁵ Tzw. „śródziemnomorska terra rossa“ jest także czerwonoziemem, ale powstałym nie ze skał glinokrzemianowych, lecz z wapieni. Inaczej mówiąc jest to po prostu „rędzina czerwonoziemna“.

ale kationom tym towarzyszą już spore ilości jonów wodorowych.

Pełny cykl degradacji „alkalicznej” prowadzi do rozpadu glinokrzemianów i przemieszczeń typu bielcowego. Gleby uległe solodyzacji przypominają utwory darniowo-bielcowe. Pierwotne pochodzenie gleb rzędu słono-alkalicznego może być różne. Najpospolitsza jest salinizacja wodogruntowa. Znane jest również zjawisko biogenicznej kumulacji soli (W.R. Williams, 35).

Bardzo odrębnym środowiskiem geochemicznym są utwory bagienne, zwłaszcza typowe torfowiska. Zgodnie z teorią W.R. Williamsa uważamy je nie tylko za rezerwuary węgla i azotu atmosferycznego, ale również za składnice pierwiastków litosferycznych, uwieczonych biochemicznie i fizyczno-chemicznie w substancji torfowej. Sam proces torfotwórczy jest w równej mierze procesem skało- i glebotwórczym.

W pewnych warunkach fizycznych torfy ulegają wietrzeniu, zwanemu w gleboznawstwie murszeniem. Następuje wtedy przemiana masy organicznej, która łączy się tylko częściowo z jej mineralizacją i nie stanowi bynajmniej pełnego odpowiednika humifikacji (przeobrażenia w próchnicę — humus).

Zaawansowanej mineralizacji towarzyszy przeważnie dość silna humifikacja, chroniąca część masy torfowej — przez jej przeobrażenie — przed zupełnym rozkładem.

Na podstawie powyższych wypowiedzi możemy zbudować następujący geochemiczny schemat podziałowy gleb w ujęciu dynamicznym.

Kategoria A — gleby mineralne

A₁ — Rząd gleb niesłonych i niealkalicznych.

I. Gleby klasy glinokrzemianowej: gleby darniowe strefy leśnej, czarnoziemy łąkowo-stepowe, właściwe gleby stepowe.

II. Gleby klasy przejściowej (tlenko-glinokrzemianowej i glinokrzemianowo-tlenkowej).

1. Gleby podklasy zasadowej: brunatnoziemy i czerwonoziemy zasadowe i obojętne.

2. Gleby podklasy kwaśnej: brunatnoziemy i czerwonoziemy kwaśne.

III. Gleby klasy tlenkowej.

1. Gleby podklasy procesu odgórnej demetalizacji (sylicyzacji, bielcowania).

2. Gleby podklasy procesu oddolnej metalizacji (desylicyzacji, lateryzacji).

A₂ — Rząd gleb słonych i alkalicznych

I. Gleby klasy solnej, inaczej gleby słone, czyli solonczaki.

II. Gleby klasy desalinizacyjnej, inaczej gleby alkaliczne, czyli soloncze.

III. Gleby klasy dezalkalizacyjnej, inaczej gleby alkaliczne zdegradowane, czyli solonzie.

Kategoria B — gleby organiczne

I. Gleby bagienne klasy procesu torfotwórczego: gleby torfowisk dolinowych, niskich, przejściowych, wysokich.

II. Gleby półbagienne klasy procesu murszowego: mursze pierwotne⁶ (wykształcone od razu jako mursze), mursze potorfowe (powstałe drogą zmurzenia torfów), gleby murszowo-torfowe (torfy powierzchniowo zmurzałe, do których należą wszystkie torfy uprawne).

III. Gleby pobagienne klasy procesów mineralizacji i humifikacji: tzw. czarne ziemie w różnych stadiach rozwojowych (do chwili przejścia w inny typ gleby).

Pomimo dość obszernego wprowadzenia, mającego na celu wyjaśnienie podstaw przytoczonego podziału, musimy tu dodać jeszcze kilka komentarzy.

Otóż gleby klasy glinokrzemianowej (A, A₁ — I) zawdzięczają swoją nazwę temu, że zawarte w nich glinokrzemiany nie ulegają w większości kompletnemu rozpadowi na tlenki, lecz tylko doznają pewnych hipergenicznych odkształceń (np. przejście minerałów pierwotnych w minerały ilaste, przechodzenie jednych minerałów ilastych w inne). Oczywiście pojęcie trwałości glinokrzemianów w glebach wymienionej klasy jest względne.

Gleby klasy przejściowej może cechować dość energiczny rozpad związków glinokrzemianowych, zwłaszcza w warunkach odwapnienia i zakwaszenia. Jednak profile tych gleb nie wykazują ługowania odgórnego tlenków żelaza i glinu. Tlenki żelaza mogą się nawet biogenicznie nagromadzać w niektórych poziomach (zwłaszcza powierzchniowych) albo w całych profilach.

Tempo rozpadu glinokrzemianów wzrasta wybitnie w silnie zakwaszającym się środowisku gleb klasy tlenkowej, której nazwa pochodzi od pełnego wyzwania się tlenków krzemu (krzemionki) i metali (zwłaszcza glinu i żelaza) w procesie rozpadowym. Tlenki te ulegają następnie przemieszczeniom, tworząc silnie zróżnicowane poziomy genetyczne: krzemionkowe oraz glino- i żelazo-tlenkowe. Gleby bielcowe charakteryzuje kształtowanie się krzemionkowego poziomu eluwialnego nad „metalicznym” iluwium. W glebach laterytowych „metaliczna”, gąbczasta skorupa konkrecyjowa okrywa demetalizujące się od powierzchni poziomy relatywnej kumulacji krzemionki.

⁶ W warunkach stale zmiennego poziomu wody gruntowej proces murszowy nakłada się na proces torfotwórczy, zacierając efekty tego ostatniego.

Pozostałe klasy naszego schematu podziałowego nie wymagają szczegółowych wyjaśnień. Chciałbym tylko podkreślić, że mineralizacja mas torfowych prowadzi do wyzwalań się połączeń mineralnych w substancji organicznej. Na tle ubywania torfu zjawisko to prowadzi do wzrostu stężeń soli, a więc tym samym do salinizacji gleby, która — zależnie od pełnego układu stosunków glebotwórczych — pozbywa się szybko składników łatwo rozpuszczalnych albo też nagromadza je przejściowo. Według W. R. Williamsa (35) większość solonczaków powstała taką właśnie drogą (geneza biogeniczna). Oczywiście opinia ta jest wysoce przesadna.

Geochemikowi potrzebna jest także statyczna klasyfikacja gleb według ich aktualnego składu chemiczno-mineralnego. Niestety klasyfikacja ta zwiększyłaby objętość tego artykułu i dlatego muszę zrezygnować z jej przytoczenia.

III. NIEKTÓRE ZAGADNIENIA Z DZIEDZINY PEDOCHEMII SZCZEGÓŁOWEJ

Produkcja rolnicza i leśna, nauka o kształtowaniu krajobrazu i higienia stawiają dziś przed pedochemikami szczególnie doniosłe zadania. Trzeba rozstrzygnąć najdokładniej kwestię obiegu wielu biologicznie ważnych pierwiastków.

Pierwiastki wymienionej kategorii dzielimy według ich udziału w budowie substancji żywej na trzy podstawowe grupy (A. P. Winogradow, wg 15) a mianowicie:

- I. Makroelementy (udział procentowy rzędu: 10^{-1} — 10^{-2}): O, H, C, N, Ca, S, P, K, Si, Mg, Fe, Na, Cl, Al.
- II. Mikroelementy (udział procentowy rzędu: 10^{-2} — 10^{-6}): Zn, Br, Mn, Cu, Mo, J, As, B, F, Pb, Ti, V, Cr, Ni, Sr, Ag, Co, Ba, Th, Au, Rb.
- III. Ultramikroelementy (udział procentowy rzędu: 10^{-6} — 10^{-11}): Hg, Ra, Rn.

Pierwsze trzy makroelementy (tlen, wodór i węgiel) organizmy żywe czerpią bezpośrednio lub pośrednio z powietrza (O, C) i wody (O, H). Wybitnie atmosferycznym (z pedochemicznego punktu widzenia) pierwiastkiem jest azot, wprowadzany do gleby przez niektóre wolnożyjące i symbiotyczne plechowce. Obieg azotu w układzie: gleba — atmosfera został już stosunkowo bardzo dobrze poznany.

Bardzo ważny, ale łatwy do praktycznego rozwiązania jest problem wapnia i magnezu. Brak tych pierwiastków w glebach daje się odczuwać na terenie wielu krajów. Szczęściem wapnowanie i magnezowanie gleb nie następuje przeważnie żadnych trudności.

Baczną uwagę uczonych przyciąga dziś sprawa obiegu siarki, odgrywającej wielką rolę, pośrednią i bezpośrednią, w życiu roślinności naziemnej i flory glebowej. Biologiczny meta-

bolizm siarki w glebie wyróżnia się swoją intensywnością. Obok permanentnej organosyntezy tego pierwiastka i hydrolitycznego rozkładu jego organicznych połączeń, obserwujemy ciągłe przechodzenie jednych związków siarki w inne pod wpływem biogenicznych procesów utleniania i redukcji (w toku niektórych procesów wywala się także wolna siarka). Dla rolnictwa ma szczególne znaczenie *Thiobacillus thiooxidans*⁷, produkujący kwas siarkowy, wpływający na rozpuszczalność wielu glebowych związków organicznych i mineralnych oraz na pH gleby. Na tle małej zawartości siarki w glebach lekkich i niedostatecznego nawożenia tych gleb środkami zawierającymi siarkę, rodzi się w chwili obecnej problem niedoborów siarkowych.

Pierwotnym źródłem fosforu w glebie są apatyty, wykorzystywane obecnie bezpośrednio tylko przez stosunkowo nieliczne organizmy, głównie porosty. W toku licznych, długotrwałych procesów biochemicznych (biologicznych i biogenicznych) tworzą się w powierzchniowych warstwach litosfery również „zwyčajne” fosforany wapnia (bez jonu fluorowego, hydroksylowego czy chlorowego), wykazujące znacznie większą „dostępność” dla roślin niż apatyty. Takie fosforany są rozkładane przez liczne drobnoustroje, zwłaszcza przez bakterie np. *Bac. mycoides*; wzór reakcji typowej $Ca_3(PO_4)_2 + 2CO_2 + 2H_2O = 2CaPHO_4 + Ca(HCO_3)_2$. „Udostępniiony” fosfor przechodzi szybko w formy organiczne, które po obumarciu roślin ulegają mineralizacji. W środowiskach beztlenowych możliwe są straty fosforu, gdyż niektóre bakterie zdolne są do redukcyjnego przetwarzania organicznych form tego pierwiastka w lotny fosforowodor (PH_3).

Bardzo niepożądanym zjawiskiem jest tzw. „cofanie się”, czyli apatytyzacja fosforanów pochodzenia naturalnego i nawozowego. W warunkach słabej dynamiki biologicznej i fizyczno-chemicznej gleb, fosforany te przechodzą w niedostępne dla ogółu roślin i odporne na działanie różnych czynników „apatyty chloroapatyty”.

Obiektem szczególnego zainteresowania stają się dziś bakterie rozkładające glinokrzmiany (bakterie krzemianowe, np. *Bac. mucilaginosus* — subsp. *siliceus* *Bac. megatherium* de Bary) i wyzwalające tą drogą m. in. potas i sód. Elementy te należą do wybitnie „deficytowych” składników gleby, gdyż tworzą w niej łatwo rozpuszczalne związki, które ulegają intensywnemu wypłukiwaniu, hamowanemu jedynie przez sorbcję biologiczną i fizyczno-chemiczną.

⁷ Bakteria ta stosowana jest w przemyśle fosforowym do rozpuszczania fosforatów za pomocą wytwarzanego przez nią kwasu siarkowego.

Zelazo występuje obficie w całej pokrywie glebowej litosfery naszego globu. Związane początkowo głównie z glinokrzemianami, przechodzi ono — podczas ich rozpadu — w postać tlenkową. Głęboko korzeniające się rośliny czerpią żelazo także z podłoża i wzbogacają w ten pierwiastek glebę. Silne zakwaszenie środowiska glebowego oddziałuje na tlenki żelaza, koncentrując je w pewnych poziomach (iluwiu gleb bielcowych, powłoka metaliczna laterytów). Czynnikiem wpływającym na żelazo jest również anaerobioza, pociągająca za sobą redukcję jego związków przez drobnoustroje, a także przez same nieożywione substancje organiczne. W wyniku redukcji tworzą się liczne połączenia żelaza dwuwartościowego, jak tlenki i wodorotlenki żelazawe, sole żelazawe głównie węglany: $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ i FeCO_3 , drugorzędnie siarczany — $\text{FeSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ i chlorek — FeCl_2 i niedotlenione związki organiczne żelaza. Na osobną wzmiankę zasługuje, pospolity w niektórych bagnach, fosforan żelazawy, czyli wivianit.

Obok organoreduktorów związków żelaza zasługują na specjalną uwagę ich biooksydatory, czerpiące energię z procesów utleniających (bakterie właściwe: *Gallionella*, *Spirophyllum* i in.; bakterie nitkowe: *Cladothrix*, *Crenothrix*, *Leptothrix* i in.) i tworzące limonit⁸.

„Historia naturalna“ glinu przypomina „historię naturalną“ żelaza. Główna różnica pomiędzy losami tych dwóch pierwiastków sprowadza się do tego, że udział glinu w procesach biochemicznych jest bez porównania słabszy. Zawarte w glebie tlenki tego pierwiastka pochodzą przeważnie z abiotycznego rozpadu glinokrzemianów. Bakterie rozkładające glinokrzemiany wykorzystują sam glin mineralnie. Warto zaznaczyć, że duże ilości glinu używają do budowy swego ciała widłaki, które odziedziczyły tę właściwość po swoich paleozoicznych przodkach.

Elementem o prawie zawsze dodatnim bilansie glebowym jest krzem, tworzący ogromną ilość rozmaitego typu krzemianów, a występujący pospolicie także w formie tlenku krzemu, krzemionki. Krzemionkę „rozpuszczalną“ i koloidalną wykorzystują najintensywniej glony okrzemkowe, czyli okrzemki (*Diatomeae*), budujące z nich swe pan-

cerze. Spośród przedstawicieli flory naziemnej wybitnie „krzemożerne“ są tylko skrzypy, które nie ustępują pod tym względem swym kalamitowym praformom z okresu karbońskiego.

Chlor należy do pospolitych elementów wodogruntowych, biorących ogromnie aktywny udział w przemianach materii żywej. Stanowi on m. in. konieczny składnik ciała wielu grzybów i promieniowców typowo glebowych albo spotykanych w glebie sporadycznie. Najwięcej chloru zużywają (wg dotychczasowych komunikatów naukowych) *Caldariomyces fumago*, *Aspergillus terreus* i *Absidia spinosa*. Warto wspomnieć, że promieniowiec *Streptomyces venezuelae* wydziela słynną aktybiotyczną chloromycetynę, która znalazła poważne zastosowanie w lecznictwie. Rola chloru w życiu wszystkich innych drobnoustrojów oraz organizmów wyższych jest bardzo duża.

Elementami wodogruntowymi są także dwa inne chlorowce, mianowicie **brom** i **jod**. Wielka ruchliwość wód gruntowych, połączona z obfitymi opadami i dobrym odpływem, prowadzi do niedoborów tych dwóch pierwiastków (ilościowo wybitnie ustępujących chlorowi). Charakterystycznym przykładem wypłukiwania bromu i jodu przez energicznie spływające wody, pochodzące z obfitych i częstych opadów, jest ogół obszarów górskich całego świata.

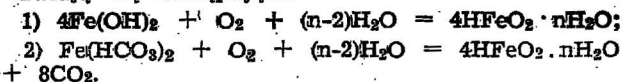
Oba wymienione chlorowce są bardzo słabo reprezentowane w substancji mineralnej gleb. Oczywiście znaczenie biologiczne tych chlorowców warunkuje ich występowanie w próchnicy i torfach nizinnych,

Czwarty chlorowiec — **fluor** — wiąże się pochodzeniowo z niektórymi glinokrzemianami oraz z apatytami tzw. fluorowymi. Wymywanie fluoru z gleby nie ma praktycznego znaczenia. Jednak gleby ubogie we fluor mogą być zeń wyjąłowane pod wpływem długotrwałej eksploatacji rolniczej.

Ostatnio poświęca się sporo uwagi **cynkowi**, który znajdujemy w glebie w postaci tlenkowej, krzemianowej i węglanowej jak również w nieznanym nam jeszcze bliżej formach. Przypuszcza się, że najbardziej obfitują w cynk (postać węglanowa) rędziny. Fakt biologicznej kumulacji cynku w glebach (poziomy próchnicze albo iluwalne) nie budzi żadnej wątpliwości.

Mangan glebowy występuje głównie w postaci tlenków, z których tylko część łatwo ulega redukcji. W roztworach glebowych znajdujemy prawie zawsze kationy Mn wykazujące określoną niestałą równowagę z kompleksem sorbcyjnym. Użytkowanie manganu przez organizmy żywe warunkuje jego kumulację w próchnicznych poziomach gleb.

⁸ Wzory puławskie powstawania limonitu przedstawiają się następująco:



Uwaga: reakcje te mogą zachodzić w pewnych warunkach także bez udziału czynników biotycznych. Wzory te stanowią moją (puławska) modyfikację powszechnie stosowanych a przestarzałych już wzorów, które ilustrują biogeniczne powstawanie $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Stosowane są one przez nas (Instytut Upr. Naw. i Gleb.) od 1952 r.

Miedź tworzy wiele różnych połączeń. Znajdujemy ją w bardzo różnych skałach i glebach. Absolutne niedobory miedzi są rzadko spotykane. Ponieważ jednak miedź wiązana jest bardzo trwale przez ciała organiczne, przeto wiele gleb bagiennych wyróżnia się niekiedy bardzo okazałymi niedoborami względnymi tego pierwiastka.

Słabo wyjaśniona jest jeszcze pedochemia molibdenu.

W każdym razie ten niezbędny — chociaż toksyczny nawet w najmniejszym nadmiarze — pierwiastek zachowuje się trochę inaczej niż ogół innych. Najnieodstępniejsze dla roślin formy jego połączeń wiążą się z warunkami uwodnienia i redukcji oraz zakwaszenia.

Ogromnego znaczenia nabiera dziś sprawa arsenu. Wprawdzie zawartość naturalnych tlenków arsenu w glebie jest minimalna, ale zwalczanie szkodników sadów i niektórych roślin uprawnych za pomocą preparatów arsenowych powoduje obecnie katastrofalną arsenizację dużych obszarów gleb. Sytuację ratują drobnoustroje unieruchamiające arsen lub w ogóle dezarsenizujące glebę. Bakterie utleniają arsen do tego stopnia, że czynią go całkowicie niepobieralnym dla roślin. Liczne grzyby (głównie z rodzaju *Aspergillus*, *Penicillium* i *Fusarium*) przetwarzają organiczne połączenia arsenu (powstające bądź w ich własnym organizmie, bądź pochodzące z ciał innych organizmów) na lotną trójmetyloarsinę (o bardzo ostrym zapachu czosnku), którą przekazują atmosferze. W podobny sposób rozpraszają grzyby selen i tellur.

Pomimo ogromnych sukcesów, odniesionych w dziedzinie badań nad fizjologicznym znaczeniem boru, nie przeprowadzono jeszcze należytej jego inwentaryzacji. Słabo znamy również formy boru glebowego. Wiemy tylko, że bor jest obecny w niepobieralnych dla roślin krzemianach i że zasobniejsze w sole mineralne wody gruntowe zawierają m. in. borany. Ogół gleb ciężkich, rolniczo nieprzeeksploatowanych, nie wykazuje braku tego pierwiastka. Gleby lekkie cierpią z reguły na niedobór boru.

Poznanie pedochemii ołowiu należy do przyszłości. Obfitość jego form hipergenicznych opóźnia stworzenie syntezy w tym zakresie.

Tytan nagromadza się w postaci tlenkowej (rutyl) albo tytanianowej (ilmenit) także w piaskach. Regułą jest jednak, że poważniejszą zawartość tytanu wykazują tylko ilaste frakcje gleby. Tytan towarzyszy w glebach żelazu. Gleby bezżelazowe są zawsze glebami beztytanowymi. Biologiczna jego rola jest jeszcze niedostatecznie poznana.

Częstym, choć ilościowo skąpo reprezentowanym towarzyszem żelaza bywa też wanad (tlenki i wanadiany). Wobec wręcz nagłego

postępu prac nad wanadem wstrzymamy się chwilowo od innych uwag na temat tego pierwiastka.

Chrom spotykamy w niektórych piaskach w postaci chromitu. Gleby ciężkie zawierają oprócz chromitu także inne chromiany. Wprawdzie chrom występuje we wszystkich organizmach żywych, ale jego roli jeszcze nie znamy.

Stront (węglany i siarczany) należy do pierwiastków wodogruntowych, związanych głównie z litologicznymi kompleksami wapiennymi. Pierwiastkiem tym interesuje się najbardziej balneologia.

Siarczany, węglany i fosforany baru są w glebach dość pospolite, chociaż występują zwykle w minimalnej ilości. Nasze wiadomości o barze są jeszcze dość skąpe. Najlepiej poznaliśmy do tej pory toksyczność jego większych steżeń.

Nikiel glebowy znany jest tylko ze swej hydrokrzemianowej postaci. „Biologia“ niklu znajduje się w opracowaniu.

Szerzenie się groźnej anemii kobaltowej przezuwaczy, powodowanej przez brak kobaltu w pokarmie, skłoniło wielu uczonych do zajęcia się tym pierwiastkiem. W glebach występuje kobalt w postaci koloidalnych tlenków. Gleby ubogie wń koloidalny przeważnie nie zawierają kobaltu.

Skrajnie rozproszony rubid towarzyszy potasowi zarówno w skałach, jak i glebach.

O srebrze gleboznawcy wiedzą na ogół niewiele. Gleby słone i alkaliczne zawierają niekiedy chlorki, jodki, bromki i siarczany srebra. Bliższej inwentaryzacji nie przeprowadzono.

Złoto występuje w glebach w stanie rodzimym. Poza złotozonymi piaskami terenów jego eksploatacji nie zostało ono zinwentaryzowane. Bardzo drobne ilości złota koloidalnego (rzędu 1.10^{-5} — 1.10^{-10} %) można byłoby prawdopodobnie znaleźć w wielu glebach.

„Ogólnoglebowym“ minerałem rtęci jest cynober, rozproszony skrajnie we frakcji koloidalnej gleb. Gleby słone mogą zawierać połączenia rtęci z chlorem (chlorki i sole tlenowe).

Problem pierwiastków promieniotwórczych stanowi w gleboznawstwie pewną nowość. O torze wiemy tylko, że ślady jego występują w wielu ilach. Co się tyczy pochodnych uranu, to przypuszcza się, że najobficiej są one reprezentowane w rędzinach wykształconych ze skał przekredowych.

W mało zaawansowanym stadium znajdują się badania nad biologicznym znaczeniem i pedochemią: litu, berylu, skandiu, pierwiastków ziem rzadkich, cyrkonu, kadmu, galu i cyny.

Ostatnio podjęto w niektórych krajach ambitne prace nad izotopami wielu pierwiastków.

Rozmaite badania pedochemiczne postępują szybko naprzód, ale w pracach tych odczuwa się jednak brak ogólnej syntezy.

IV ZAKOŃCZENIE

Zadaniem wyżej przedstawionego szkicu pedochemii jest nawiązanie kontaktu gleboznawstwa z całością nauk geochemicznych.

Do niedawna obserwowano się postępującą izolację wiedzy o glebie, co odbijało się ujemnie na jej rozwoju. Nie ulega chyba żadnej wątpliwości, że pedochemia powinna być naturalnym przedłużeniem właściwej geochemii. Konieczność pewnego jej wyodrębnienia wpływa tylko stąd, że znajomość pedosfery wymaga pewnych dodatkowych specjalności z zakresu nauk biologicznych i geograficznych.

Wprawdzie pedochemia musi się oprzeć przede wszystkim na całości geochemii, jednak korzyści współzycia obydwóch dyscyplin będą obustronne. Geochemia może przecież oczekiwać od pedochemii dokładnego poznania losów pierwiastków ulegających rozproszeniu w warunkach hipergenicznych. Jest to problem zbyt szczegółowy dla geochemików, a bardzo ważny (w odniesieniu do niektórych pierwiastków) dla gleboznawców.

Autor wyraża nadzieję, że artykuł niniejszy przyczyni się do zacieśnienia współpracy pomiędzy geo- i pedochemikami. Bez wątpienia pociągnie to za sobą pogłębienie wiedzy o chemiczno-mineralnej dynamice całej skorupy ziemskiej, łącznie z jej „szlachetną rdzą powierzchniową“, będącą przecież koniecznym warunkiem, środowiskiem i substratem życia organicznego na lądzie.

LITERATURA

1. Работы по органическому веществам почвы. Москва 1951. АН СССР.
2. Mikroelementy w żyzni roślin i zwierząt. Trudy Konf. po mikroelementach: 15—19/III 1950. Moskwa 1952. АН СССР.
3. Битечтин А. Г. — Минералогия. Москва 1950.
4. Handbuch der Bodenlehre. T. I—X. Berlin 1929—32.
5. Buszinski G. I. — Апатит, фосфорит, вишанит. Москва 1952.
6. Dana J. D. i Dana E. S. — The System of Mineralogy. Wyd. VII. T. I—II. New York — London 1946—1951.
7. Fersman A. E. — Избранные труды. T. I—II. Москва 1952—53.
8. Fiedorow M. W. — Почвенная микробиология Москва 1954.
9. Foster J. W. — Chemical Activities of Fungi. New York 1949.
10. Isotopes in Biochemistry. Zbiór prac. (Przekł. ros. pt. „Izotopy w biochemii“). Moskwa 1953).
11. Iwanow A. A. — Основы геологии и методики польских, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Москва 1953.
12. Kowda W. A. — Происхождение и режим засоленных почв. T. I—II. Москва-Ленинград 1946—47.
13. Lilly V. i Barnett H. — Physiology of the Fungi. (Przekł. ros. pt. „Физиология грибов“). Москва 1953).
14. Maksimow A. — Mikroelementy i mikronawozy. Warszawa 1949.
15. Maksimow A. — Mikroelementy i ich znaczenie w życiu организмов. Warszawa 1954.
16. Turnau-Morawska M. — Петрография скал осадочных. Warszawa 1954.
17. Musierowicz A. — Gleboznawstwo ogólne. Warszawa 1951.
18. Polynow B. B. — Kora wywietrzwiania. I. Ленинград 1934.
19. Prianišnikow D. N. — Избранные сочинения. T. I—III. Москва 1952—53.
20. Приображенский I. A., Sarkisjan S. G. — Минералы осадочных пород. Москва 1954.
21. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Zbiór prac. Moskwa 1952.
22. Ruchin L. B. — Основы литологии. Ленинград — Москва 1953.
23. Saukow A. A. — Geochemia. Warszawa 1953. Wydawnictwa Geologiczne.
24. Sławianow N. N. — Учение В. И. Виарнадского о природных водах и его значение. Москва 1948.
25. Smulikowski K. — Geochemia. Warszawa 1952.
26. Sokolow A. W. — Агрохимия фосфора. Москва-Ленинград 1950.
27. Stebutt A. — Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Berlin 1930.
28. Stephenson M. — Bacterial metabolism. (Przekł. ros. pt. „Метаболизм бактерий“). Москва 1951).
29. Stiles W. — Trace Elements in Plants and Animals. London 1946.
30. Strzemiński M. — Wstęp do gleboznawstwa. Warszawa 1952.
31. Szwiecow M. S. — Петрография осадочных пород. Москва-Ленинград 1948.
32. Waksman S. A. — Soil Microbiology. New York—London 1952.
33. Bacterial Physiology. (Praca zbiorowa pod redakcją C. H. Werkmana i P. W. Wilsona). New York 1951.
34. Wilenski D. G. — Почвоведение. Москва 1950.
35. Williams W. R. — Gleboznawstwo. Podstawy rolnictwa. Warszawa 1950.
36. Zawarickij A. N. — Введение в петрохимию. Wyd. II. Москва-Ленинград 1950.
37. Ziemięcka-Marszewska J. — Zarys mikrobiologii gleby. Warszawa 1948.