

ZBIGNIEW ZAGÓRSKI

CECHY MIKROMORFOLOGICZNE I NIEKTÓRE WŁAŚCIWOŚCI GLEB WAPNIOWCOWYCH Z TERENU MAŁYCH PIENIN*

Katedra Gleboznawstwa SGGW w Warszawie

WSTĘP

Problematyka badawcza gleb wapniowcowych dosyć często zajmuje miejsce na łamach polskiej literatury gleboznawczej. Mimo podejmowania licznych prac badawczych w dalszym ciągu interesujące są niektóre aspekty genezy i ewolucji tych gleb oraz ich pozycja systematyczna. Często są to gleby tworzące się w wyniku przebiegających jednocześnie procesów lito- i pedogenezy [Dobrzański i in. 1987]. Do takich gleb należą górskie gleby wapniowcowe [Pomian 1964]. Jak wykazały badania m.in. Zasońskiego i Skiby [1988] i Zasońskiego [1992, 1993], gleby te wykazują pewną odrębność w porównaniu z glebami wapniowcowymi występującymi na terenach niżowych Polski.

Jedną z najbardziej efektywnych metod badawczych przy określaniu genezy gleb wapniowcowych są badania mikromorfologiczne. Pozwalają one bowiem w sposób bezpośredni określić wzajemne relacje między procesami wietrzenia skały macierzystej a zachodzącymi procesami glebotwórczymi [Kowaliński i in. 1972, 1985; Kowaliński, Licznar 1976, 1984; Konecka-Betley, Mazurek 1976; Licznar 1976].

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań górskich gleb wapniowcowych z zachodniej części Małych Pienin. Celem ich było rozpoznanie cech mikromorfologicznych gleb powstałych w warunkach bardzo zmiennej budowy geologicznej podłoża przy jednoczesnym silnym oddziaływaniu starszych i współczesnych procesów deluwalnych. Opierając się na wynikach badań mikromorfologicznych starano się wyjaśnić przyczynę zarówno słabiej zaznaczonych procesów pedogenezy w stosunku do litogenezy, jak i wysokiej zawartości aktywnych węglanów i wolnego żelaza.

CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ

Badania prowadzono na terenie Małych Pienin, w rejonie między Sołtysią Skałą a Wąwozem Homole. Jest to teren starego zrównania erozyjnego, położo-

*Praca wykonana w ramach grantu KBN nr 5PO6BO4911.

nego na wysokości 590–625 m n.p.m., pochylonego w kierunku północnym. Z trzech stron ograniczają je wyraźne krawędzie morfologiczne, którymi są głębokie doliny wciosowe potoków Grajczarka i Czerszla oraz wąwóz Homole. Od południa znajdują się silnie nachylone stoki Dubraszki (ok. 935 m n.p.m.). Podłoże stanowią głównie skały węglanowe jury środkowej i górnej oraz dolnej kredy. Są to czerwone wapienie krynoidowe i wapienie bulaste oraz margle przewarstwione łupkami z syderytami tworzące razem tzw. serię czorsztyńską. Obok nich występują również dolnokredowe margle i wapienie z rogowcami tzw. warstw z Chmielowej [Golonka, Rączkowski 1984]. Od południa do utworów węglanowych przylegają fliszowe twory klastyczne: piaskowce i łupki ilaste górnej kredy (warstwy ze Sztolni) oraz trzeciorzędowe piaskowce, zlepienie i łupki ilaste (warstwy złatańskie). Budują one stokowe i szczytowe partie Dubraszki. Cechą charakterystyczną badanego terenu jest silny rozwój procesów deluwialnych. Głównie są to osuwiska strukturalne oraz spęływanie zwietrzelin na nachylonych stokach Dubraszki [Birkenmajer 1971; Golonka, Rączkowski 1984]. Efektem tego jest wytworzenie się mikroreliefu w postaci lokalnych, małych spłaszczeń zbudowanych z materiałów koluwalnych. Trwałym, niezwykle malowniczym elementem w otoczeniu tego terenu są ostańcowe skałki wapienne, np. Sołtysia Skała.

MATERIAŁ I METODYKA BADAŃ

W trakcie badań terenowych do szczegółowego opracowania wytypowano jeden profil glebowy (J-11) o najbardziej reprezentatywnej dla tego terenu budowie. Zlokalizowano go na wyraźnie spłaszczonym stoku (nachylenie ok. 2°), w miejscu o niewielkim oddziaływaniu współczesnych procesów erozyjnych. Pod względem kategorii użytkowania otaczający teren zakwalifikowano jako użytek zielony – pastwisko.

Badania mikromorfologiczne wykonano we wszystkich poziomach genetycznych. Analizę mikroskopową przeprowadzono w szlifach cienkich przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Amplival (Niemcy). Szlify cienkie wykonano według metody Kowalińskiego i Bogdy [1966] stosując do utwardzania próbek gleby żywicę poliestrową Polimal 109. Przy określaniu cech mikromorfologicznych zastosowano terminologię według Brewera [1976], Barrart [1969] oraz Bullocka i in. [1985]. Na podstawie wyników badań uziarnienia i obserwacji mikroskopowych zastosowano podział substratu glebowego na składniki grube – c (mikroszkielec) obejmujące ziarna o wymiarach powyżej 0,1 mm oraz składniki drobne – f, w których skład weszły frakcje f1: 0,1–0,002 mm i f2 – poniżej 0,002 mm.

Obok badań mikromorfologicznych wykonano również w poszczególnych poziomach genetycznych oznaczenia podstawowych właściwości fizyko-chemicznych posługując się metodyką powszechnie stosowaną przy badaniu gleb wapieniowych. Ponadto oznaczono:

- zawartość węglanów aktywnych metodą Drouineau w modyfikacji Galet [Duchaufour 1960].
- zawartość żelaza (Fe_a) w 20% HCl według Gedrojca;
- zawartość żelaza wolnego (Fe_d) według Aguilera i Jacksona.

WYNIKI

Schematyczna budowa morfologiczna na podstawie profilu J-11 przedstawia się następująco:

0–23 cm, A – poziom akumulacji próchnicy. Barwa ciemnobrązowa (7.5YR3/4). Uziarnienie – glina ciężka, średnioszkieletowata, z odłankami skał: piaskowców, mułowców, rogowców i wapieni. W górnej części liczne korzenie traw, próchnica typu mull. Struktura gruzełkowa (s3gr), układ słabo zwięzły, wilgotność świeża, odczyn obojętny. Przejście do poziomu niższego wyraźne, nierówne.

23–80 cm, Bbr – poziom brunatnienia. Barwa ciemno-czerwono-brązowa (5YR3/6). Uziarnienie – glina ciężka silnie szkieletowata z fragmentami różnego typu wapieni i margli, nieliczne piaskowce i rogowce. Struktura poliedryczna (s1os), układ zwięzły, wilgotność świeża, odczyn obojętny. Przejście do poziomu niższego stopniowe, nierówne.

Poniżej 80 cm, Cca – poziom skały macierzystej. Uziarnienie – utwór szkieletowaty gliniasty – rumosz wapienny. Barwa ciemno-czerwono-brązowa (2,5YR3/6)

W powierzchniowym poziomie A występuje duża ilość substancji organicznej (tab. 1). Są to słabo rozłożone fragmenty roślin (korzeni) z zachowaną strukturą tkankową – humiskel oraz koprolitowy mulikol (fot. 1). Mineralne tworzywo glebowe stanowią przede wszystkim składniki drobne f (c:f = 0,60) zbudowane z drobnodispersyjnego kwarcu z domieszką kalcytu (f1) i mieszaniny minerałów ilastych z próchnicą (f2). Ilość składników drobnych jest zrównoważona (f1:f2 = 1,02). Tworzą one rodzaj tła dla mikroszkieletu – typ rozmieszczenia porfiry. Mikroszkielet składa się z dużych, słabo obtoczonych i niezwiędzłych fragmentów drobnoziarnistych piaskowców i mułowców oraz nielicznych okruchów wapieni.

Plazma glebowa jest mało zróżnicowana. Dominuje typ argillasepic o słabo wyseparowanych domenach ilastych (fot. 2). Lokalnie występuje próchniczno-ilaista plazma asepic.

Porowatość jest dosyć znaczna. Wolne przestrzenie tworzą przede wszystkim pory pomiędzy agregatami o średnicy od 170 do 300 μm . Licznie występują również długie pokorzeniowe biopory o średnicy od 100 do 150 μm .

Mikrostrukturę elementarną poziomu A określono jako mieszaną, gruzełkowo-agregatową. Gruzełki są szczególnie liczne w górnej części poziomu, chociaż w wyniku mechanicznego przemieszczenia bywają też spotykane w partiach dolnych, przejściowych do poziomu Bbr. Agregaty są dużych rozmiarów (pow. 10 mm), mają zaokrąglone kształty i gładkie ściany. Ich wewnętrzna struktura jest niekiedy mechanicznie zaburzona, a przy krawędziach czasami widoczne jest strefowe wzbogacenie w najdrobniejsze frakcje.

Poziom Bbr zajmujący środkowe części badanych profili glebowych wyraźnie różni się cechami mikromorfologicznymi od poziomów powierzchniowych. Substancja organiczna jest rozproszona (mulikol) i tylko sporadycznie występuje pokorzeniowy humiskel. Cechą charakterystyczną jest występowanie w mikroszkielecie różnych petrograficznie wapieni. Niektóre z nich, np. wapienie krynowe, mają charakterystyczną impregnację związkami żelaza (fot. 3). Dodatkowo występują okruchy drobnoziarnistych margli oraz pojedyncze kryształy kalcytu. Zmienny jest również skład mineralny i zawartość składników drobnych f1 i f2, przy czym zmienność ta ma charakter profilowy. W górnej strefie przeważają drobnoziarnisty kwarc oraz minerały ilaste, natomiast w strefie dolnej zwiększa

TABELA 1. Cechy mikromorfologiczne – TABLE 1. Micromorphological features

Cechy mikromorfologiczne Micromorphological features	Poziomy genetyczne Genetic horizons		
	A	Bbr	Cca
I. Skład mineralny – Mineralogical composition			
I.1. Składniki grube – c Coarse components – c >0,1 mm	piaskowce, mułowce, wapienie – sandstone, mudstone, limestone	wapienie, margle limestone, marls	wapienie limestone
I.2. Składniki drobne – f Fine components – f f ₁ (0,1–0,002 mm)	kwarc, kalcyt, quartz, calcite, minerały ilaste clay minerals	kalcyt, kwarc quartz, calcite minerały ilaste, getyt, hematyt – clay mine- rals, goethite, hematite	kalcyt calcite minerały ilaste, hema- tyt – clay minerals, hematite
I.3. Rozmieszczenie c i f Distribution c and f			
a) c:f	0,60	1,79	2,13
b) f ₁ :f ₂	1,02	0,75	1,23
c) typ – type	porfiry	porfiry	enaulic, porfiry
II. Substancja organiczna Organic matter	humiskel, humikol mulikol	humikol	brak – none
III. Plazma			
a) plazma litogeniczna lithogenic plasma (s-matrix)	argillasepic	silasepic, silacalcisepic,	cristic, calcisepic,
b) plazma pedogeniczna pedogenic plasma	asepic	skellattisepic, asepic, isotic	omnisepic (reliktowa) isotic
IV. Mikrostruktura Microstructure			
a) puste przestrzenie – v free space – v	pory między agregata- mi, biopory, kanaliki pores between agreg- gates, biopores, channels	pustki, szczeliny voughs, cracs	szczeliny, komory cracs, chambers
b) proporcje c:f:v proportion c:f:v	f<v<c	f<c<v	c<f<v
c) typ – type	gruzekowo-agregato- wa crumb-aggregate	wielościennie-bloko- wa angular-blocky	szczelinowo-odłam- kowa craced-fragmentary

się ilość f₁, w której dominuje kalcyt. Dla całego poziomu Bbr ogólny stosunek składników c i f wynosi 1,79, a typ rozmieszczenia jest porfiry.

Plazma jest niejednolicie wykształcona. W górnej i środkowej strefie dominuje plazma silasepic, ale w niektórych miejscach wyraźnie zaznacza się udział ilastej plazmy typu skellattisepic (fot. 4). W dolnej części poziomu Bbr, wraz ze wzrostem ilości drobnoziarnistego kalcytu zaczyna stopniowo przeważać plazma typu silacalcisepic (fot. 5). Miejscami cała plazma jest zaburzona mechanicznie tworząc np. fluidalne smugi wokół dużych ziaren szkieletu. W całym poziomie Bbr

TABELA 2. Zawartość różnych form węglanów i żelaza
TABLE 2. Contents of various forms of carbonates and iron

Poziom genetyczny Horizon	Głębokość Depth [cm]	Węglany Carbonates (a) [%]	Węglany aktywne Active carbonates (b) [%]	(a)/(b) × 100	Fe _a [%]	Fe _d	Fe _d : Fe _a
A	0–23	9,3	2,9	31,2	2,10	0,81	0,38
Bbr	23–80	27,6	17,5	63,4	2,58	1,67	0,65
Cca	<80	58,5	10,9	18,7	2,50	1,43	0,57

Fe_a, – ekstrakcja w 20% HCl; Fe_a, – extraction in 20% HCl; Fe_d, – ekstrakcja metodą Aguilera i Jacksona; Fe_d, – extraction by Aguilera and Jackson method.

na bardziej zwiertzałych odłamkach wapieni widać wyraźnie dyfuzyjną migrację żelaza do brzeżnej strefy i powstawanie skupień plazmy isotoc.

Mikrostrukturę elementarną poziomu Bbr określono jako mieszaną, wielościennie-blokową. W górnej części występują nieliczne gładkościennie, zamknięte pustki o wymiarach od 70 do 200 μm, natomiast niżej wzrasta ilość długich i wąskich szczelin o średnicy ok. 120 μm, dzielących materiał glebowy na duże, wielokątne bloki.

W poziomie skały macierzystej Cca składniki grube (c) stanowią ponad 75% substratu glebowego (c:f = 4,13). Przeważają duże okruchy grubokryształicznych (sparytowych) wapieni z Homola i zawierających związki żelaza grudkowych wapieni bulastych. Podobnie jak w poziomie Bbr na niektórych z nich widać migrację żelaza (fot. 8). Składniki drobne (f) składają się z drobnoziarnistego kalcytu i minerałów ilastych tworzących plazmę calcisepic (fot. 6). W miejscach, gdzie większe kryształy kalcytu są rozproszone między szkieletem (rozmiczanie enaulic), powstała plazma cristic (fot. 7). Charakterystyczną cechą mikromorfologiczną jest występowanie w niektórych szerokich i otwartych szczelinach między dużymi okruchami wapieni charakterystycznej ilastej plazmy omnisepic (fot. 8). Tworzy ona częściowe wypełnienia lub skupienia często ze śladami mechanicznego przemieszczania.

Typ porowatości w poziomie Cca jest zmienny i wynika z wzajemnego ułożenia dużych fragmentów mikroszkieletu. Najczęściej są to szerokie, powyżej 500 μm wielościennie szczeliny lub pustki (komory). Mikrostrukturę określono jako szczelinowo-odłamkową.

Badane gleby wykazują dużą zawartość węglanów i żelaza we wszystkich poziomach genetycznych (tab. 2). Charakterystyczna jest wysoka zawartość tzw.

TABELA 3. Odczyn, właściwości sorpcyjne, zawartość węgla organicznego
TABLE 3. Soil reaction, properties of exchange sorption, contents of organic carbon

Poziom genetyczny Horizon	Głębokość Depth [cm]	pH		S	H _h	T	V _{Ca}	V _{Mg}	Corg.
		H ₂ O	KCl						
A	0–23	7,3	6,5	12,60	0,57	13,17	80,75	12,19	3,97
Bbr	23–80	8,1	7,0	12,81	0,31	13,12	77,50	12,61	1,15
Cca	<80	8,0	7,0	14,04	0,0	14,04	78,44	10,94	n.o.

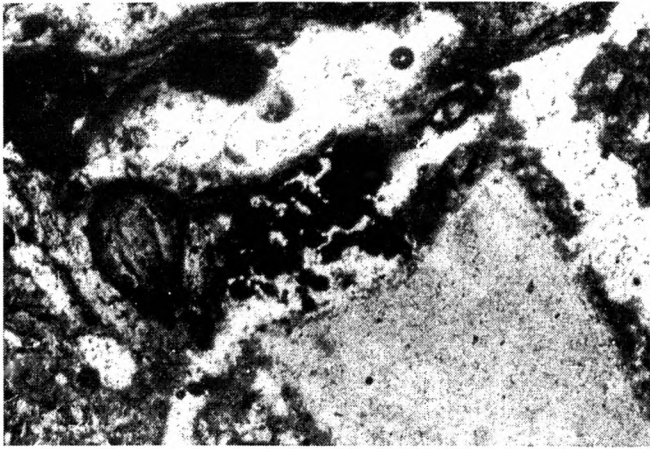
węglanów aktywnych. W poziomach A stanowią one ponad 30%, a w poziomach Bbr ponad 60% ogólnej ilości węglanów. Żelazo (Fe_d) występuje w ilości od 2,1 do 2,6%, z czego ilość tzw. żelaza wolnego (Fe_d) waha się od 40% w poziomie A do ok. 60% w poziomach Bbr i Cca. Odczyn jest w granicach słabo alkalicznego (tab. 3). Pojemność sorpcyjna jest niska (13–14 me/100 g gleby), a wśród kationów zasadowych dominuje wapń (V_{Ca} 78–80%). Zawartość węgla organicznego w poziomach A wynosi ok. 4%.

DYSKUSJA

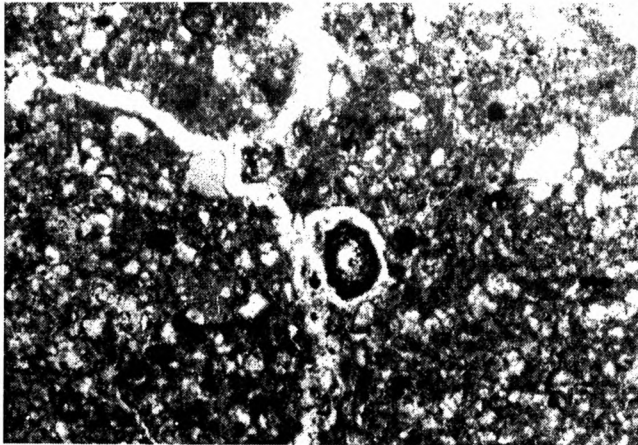
Generalnym celem prezentowanych badań była próba wyjaśnienia niektórych specyficznych cech morfologicznych i właściwości chemicznych gleb wapniowcowych występujących w zachodniej części Małych Pienin. Przeprowadzone badania terenowe oraz wyniki analiz laboratoryjnych wskazywały, że specyfika ta może wiązać się ze szczególnymi warunkami tworzenia się tych gleb. Według Zasońskiego [1992] we właściwościach górskich gleb wapniowcowych dominującą rolę mogą odgrywać zarówno węglanowa skała macierzysta, jak i lokalizacja w terenie. W przypadku badanych gleb wpływ obu tych czynników znalazł swe potwierdzenie w wynikach badań.

Szczegółowa analiza mikroskopowa badanych gleb wykazała znaczną przewagą cech litogenicznych nad pedogenicznymi. Przede wszystkim charakterystyczną cechą jest dominacja we wszystkich poziomach genetycznych pierwotnej, litogenicznej plazmy glebowej (s-matrix). W poziomach A jest to plazma argillasepic, a w Bbr – silasepic, które wytworzyły się na pyłowo-iłastym materiale allogenicznym, a w poziomie Cca autogeniczna cristic. Również mikroszkielec ze względu na niejednorodność petrograficzną skał i różny stopień zwietrzenia ma głównie cechy litogeniczne. Cechy mikromorfologiczne wskazujące na przebieg procesu glebotwórczego związane są przede wszystkim z akumulacją i rozkładem substancji organicznej. Wyraźnie słabiej zaznaczają się w przebudowie substratu mineralnego. W poziomach A znaczna ilość humiskelu i koprolitowego mulikolu świadczy o dużej aktywności biologicznej [Kowaliński i in. 1985; Kowaliński, Licznar 1984]. Następstwem tego jest wytworzenie się charakterystycznej mikrostruktury gruzełkowo-agregatowej. Typowo pedogeniczne przemiany substratu glebowego widoczne są w zasadzie tylko w środkowej strefie badanych gleb. Oznaką tego jest obecność plazmy skellattisepic wskazującej na przebiegający proces separacji frakcji ilastej. Według wielu autorów [m. in. Kowaliński i in. 1972, Kowaliński, Licznar 1976; Zasoński, Skiba 1988] plazma skellattisepic jest charakterystyczna dla poziomów Bbr w rędzinach brunatnych, a także w innych glebach z poziomem Bbr [Konecka-Betley, Zagórski 1996]. Jednak zaobserwowany słaby stopień wykształcenia tej plazmy świadczy o niewielkim zaawansowaniu procesów brunatnienia w glebach na badanym terenie.

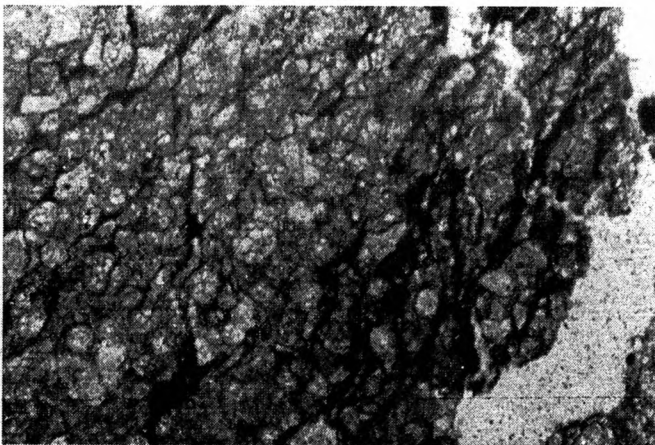
Występowanie plazmy omnisepic w szczelinach i na odłamkach wapieni w spągu badanych gleb w poziomie Cca jest świadectwem starych procesów glebotwórczych. Jest to plazma reliktowa, która wytworzyła się przypuszczalnie w warunkach pełnej ekspozycji wychodni wapieni w innych warunkach klimatycznych [Konecka-Betley 1976; Konecka-Betley, Mazurek 1976]. Problematiczna jest klasyfikacja jako pedogenicznej żelazistej plazmy isotoc powstającej na fragmentach wapieni. Jej powstanie należy wiązać raczej z procesem wietrzenia wapieni, który mógł zachodzić również poza środowiskiem glebowym.



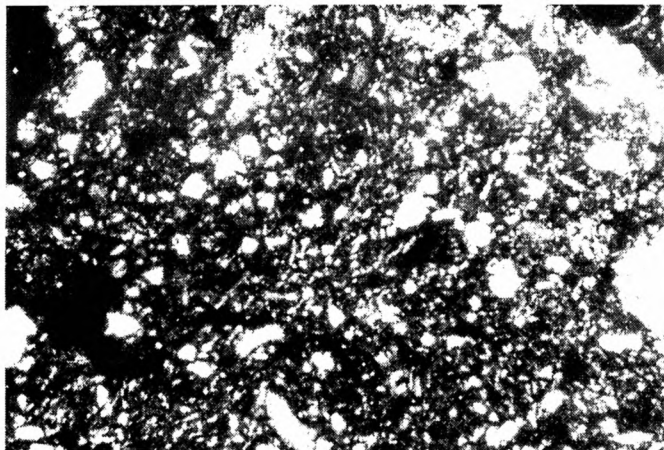
FOTOGRAFIA 1. Poziom A. Fragmenty słabo rozłożonej tkanki roślinnej (humiskel) oraz skupienie koprolitów (humikol); powiększenie 30×, nikole równoległe
PHOTO 1. Horizon A. Fragments of pure decomposition of plants tissue (humiskel) and concentration of koprolites (humikol); enlargement 30 ×, parallel nicols



FOTOGRAFIA 2. Poziom A. Plazma argillasepic; powiększenie 30×, nikole równoległe
PHOTO 2. Horizon A. plazma argillasepic; enlargement 30×, parallel nicols

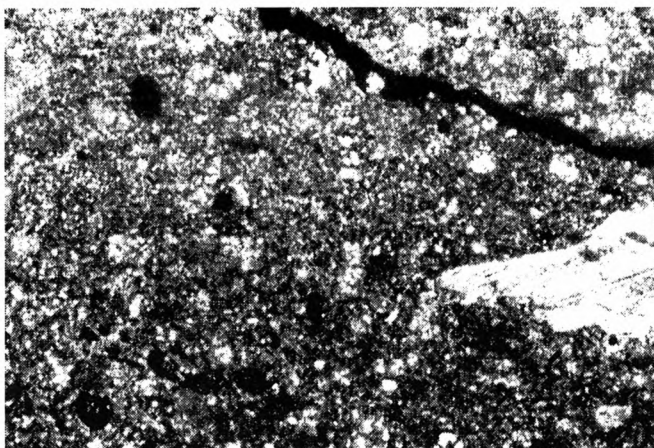


FOTOGRAFIA 3. Poziom Bbr. Słabo zwietrzały fragment wapienia krynowidowego impregnowanego hematytem; powiększenie 30×, nikole równoległe
PHOTO 3. Horizon Bbr. Pure weathering fragment of encrinal limestone with hematite impregnation; enlargement 30×, parallel nicols



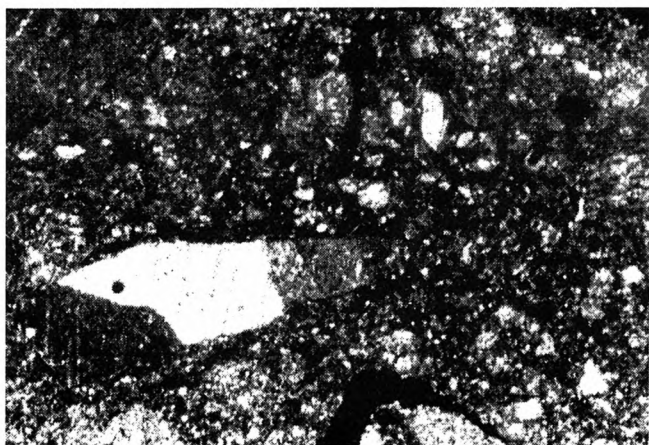
FOTOGRAFIA 4. Poziom Bbr. Słabo wykształcona plazma skellattisepic; powiększenie 60×, nikole skrzyżowane

PHOTO 4. Horizon Bbr. Weakly developed plasma skellattisepic; enlargement 60×, crossed nicols



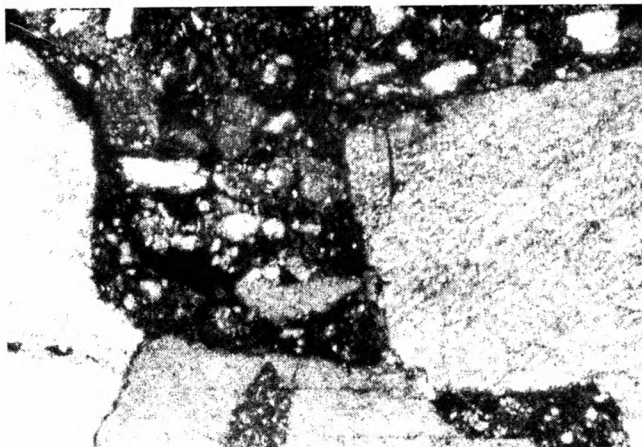
FOTOGRAFIA 5. Poziom Bbr. Plazma silacalcisepic; powiększenie 60×, nikole skrzyżowane

PHOTO 5. Horizon Bbr. Plasma silacalcisepic; enlargement 60×, crossed nicols



FOTOGRAFIA 6. Poziom Cca. Plazma calcisepic; powiększenie 60×, nikole skrzyżowane

PHOTO 6. Horizon Cca. Plasma calcisepic; enlargement 60×, crossed nicols



FOTOGRAFIA 7. Poziom Cca. Plasma cristic; powiększenie 30×, nikole skrzyżowane
 PHOTO 7. Horizon Cca. Plasma cristic; enlargement 30×, crossed nicols



FOTOGRAFIA 8. Poziom Cca. Reliktowa plazma omnisepic w szczelinie między fragmentami wapienia z Homola (lewa strona) i wapienia bulastego (prawa strona). Widoczne dyfuzyjne skupienie związków żelaza – plazma isotoc; powiększenie 30×, nikole równoległe
 PHOTO 8. Horizon Cca. Relict plasma omnisepic inside the crack between fragments of Homole Limestone (left side) and nodular limestone (right side). Visible diffusion concentrate of ferruginous – isotoc plasma; enlargement 30×, parallel nicols

Wyniki badań mikromorfologicznych umożliwiły pełniejszą interpretację niektórych specyficznych właściwości chemicznych badanych gleb, szczególnie zawartości różnych form węglanów i żelaza. Zróżnicowana zawartość węglanów aktywnych, a przede wszystkim zmienny ich udział w stosunku do całkowitej zawartości węglanów w poszczególnych poziomach genetycznych, wiąże się z niejednorodnością substratu glebowego, a także z przebiegiem procesów wietrzenia. Część aktywnych węglanów w poziomie A wydaje się być również związana z allogenicznym materiałem pochodzącym ze skał fliszowych. Niektóre partie piaskowców i mułowców fliszowych Dubraszki mają spoiwo margliste [Golotka, Rączkowski 1984]. Według Zasońskiego [1992] na takich skałach mogą powstawać nawet parareżiny brunatne.

W niżej leżących poziomach Bbr wysoki udział aktywnych węglanów jest przejawem wietrzenia substratu węglanowego. Na podkreślenie zasługuje jednak fakt, że wietrzenie to nie ma ściśle pedogenicznego charakteru, jakim jest odbywająca się *in situ* dekalcytacja oraz tworzenie i przemieszczanie się wtórnych

węglanów. Świadczy o tym m.in brak występowania typowych neoformacji glebowych w postaci węglanowych nodul czy inkrustacji szczelin wtórnymi węglanami. Wietrzenie przejawia się przede wszystkim różnym stopniem dezintegracji mechanicznej poszczególnych typów skał węglanowych. Obserwacje mikroskopowe wskazują, że najbardziej podatne są margle i mikrytowe wapienie bulaste. Skały te po rozpadzie dają charakterystyczną drobnoziarnistą plazmę silicalcisepic. Przypuszczalnie w badanych glebach istnieje ścisły związek między występowaniem tego typu plazmy węglanowej a wysoką zawartością węglanów aktywnych. Natomiast sparytowane wapienie krynowidowe i wapienie z Homola, składające się z grubokrystalicznego kalcytu są wyraźnie bardziej odporne na procesy wietrzeniowe.

Duża zawartość żelaza w badanych glebach jest związana przede wszystkim z litogenezą. Według Birkenmajera [1971] oraz Golonki i Rączkowskiego [1984] w wapieniach krynowidowych i bulastych, a także w części margli występuje hematyt. Nadaje on tym skałom oraz ich zwietrzelinom charakterystyczne czerwono-brązowe zabarwienie. Wysoki udział żelaza wolnego świadczy, że znaczna część hematytu uległa wietrzeniu przechodząc w formy uwodnione. Brak przejawów pedogenicznej koncentracji uwodnionych związków żelaza w poziomach A i Bbr w postaci różnego typu nodul żelazistych oraz wysoka zawartość żelaza wolnego w poziomie Cca wskazują, że ta forma żelaza jest raczej cechą litogeniczną tego rodzaju gleb, świadczącą przede wszystkim o stopniu zwietrzenia całego substratu glebowego. Potwierdza to opinię Kuźnickiego [1965], że w niektórych rędzinach tzw. wskaźnik żelaza wolnego może mieć ograniczone zastosowanie. Szczególnie dotyczy to rędzin inicjalnych i właściwych. Według tego autora jest to spowodowane brakiem ruchliwości żelaza w obecności dużej ilości aktywnych węglanów.

Przytoczone powyżej dane wskazują, że o właściwościach badanych gleb decyduje zróżnicowana geneza substratu glebowego. Poziomy powierzchniowy buduje przede wszystkim materiał allogeniczny pochodzący spoza obszaru badań. Przypuszczalnie jest on współcześnie transportowany przez spływy lub zmywy z wyżej położonych pokryw zwietrzelinowych skał fliszowych na stokach Dubraszki [Golonka, Rączkowski 1984]. Inną genezę ma substrat glebowy w środkowej strefie profili w obrębie poziomów Bbr. Źródłem materiału były przede wszystkim wschodnie różnorodnych wapieni, ale znaczący był również udział skał fliszowych, z których pochodzi kwarcowy substrat pyłowy oraz część minerałów ilastych. Jest to rodzaj zwietrzliny wapienno-ilastej przemieszczonej przez powierzchniowe ruchy masowe. Według Birkenmajera [1971] są to poziomy deluwialne powstałe w wyniku osuwisk strukturalnych. W dolnych częściach profili występuje dosyć łagodne przejście do typowych zwietrzelin wapieni leżących już w dużej mierze w pozycji *in situ* na litych skałach. Wśród nich zachowały się ślady dawnych reliktywnych zwietrzelin typu *terra rosa*.

Na podstawie uzyskanych wyników badań można również wyciągnąć wnioski co do ewolucji i klasyfikacji badanych gleb. Przewaga wskaźników litogenicznych świadczy, że są to gleby ewolucyjnie młode, w których rozwój procesów glebotwórczych jest uzależniony w dużej mierze od natężenia procesów deluwialnych odnawiających substrat glebowy. Cechy makroskopowe badanych profili glebowych wskazują, że są to rędziny brunatne. Jednak specyfika substratu glebowego oraz słabo zaznaczony przebieg procesów glebotwórczych skłaniają do tezy, że nie są to typowe rędziny brunatne, takie jakie są znane z niżowych terenów Polski. Być może ich pozycję w obrębie Systematyki Gleb Polski [1989] należałoby

umiejszczyć na pograniczu rędzin właściwych i rędzin brunatnych lub też określić jako rędziny inicjalne – wtórnego stadium rozwojowego. Uzyskane wyniki badań wskazują również na konieczność bardziej precyzyjnego określenia roli procesów geologiczno-geomorfologicznych w kształtowaniu się cech substratu glebowego, szczególnie w odniesieniu do gleb górskich.

WNIOSKI

Na podstawie omówionych badań można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Właściwości mikromorfologiczne wskazują na różnorodne pochodzenie skał w poziomach genetycznych rędzin na terenie Małych Pienin. Czynnikiem kształtującymi właściwości substratu glebowego są przede wszystkim procesy deluwialne.
2. Na podstawie cech mikromorfologicznych stwierdzono, że w badanych rędzinach na terenie Małych Pienin głównym procesem glebotwórczym jest proces akumulacji substancji organicznej w poziomie A, natomiast znacznie słabiej zaznaczony jest przebieg procesu brunatnienia w poziomie Bbr.
3. Wysoki udział węglanów aktywnych oraz wolnego żelaza w rędzinach na terenie Małych Pienin nie wiąże się bezpośrednio z przebiegiem procesów glebotwórczych, lecz jest związany ze specyfiką petrograficzną wietrzących wapieni.

LITERATURA

- BARRART B., 1969: A revised classification and nomenclature soil materials with particular reference to organic components. *Geoderma*, 2: 251–271.
- BIRKENMAJER K., 1971: Geneza wąwozu Homole w Małych Pieninach. *Ochr. Przyr.*, 36.
- BREWER R., 1976: Fabric and mineral of soil. 2-nd printing. Kreiger Publishing Co., Huntington, New York. 470 s.
- BULLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS T., TURSINA T., 1985: Handbook for soil the section description. Waine Research Publications. Wolverhampton, England 152 s.
- DOBZAŃSKI B., KONECKA-BETLEY K., KUŹNICKI F., TURSKI R., 1987: Rędziny Polski. *Rocz. Nauk Rol.* s. D. 208, 143 s.
- DUCHAUFOR P., 1960: *Precis de Pedologie*. Masson et C. Paris, 438s.
- GOŁONKA J., RĄCZKOWSKI J., 1984: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz – Piwniczna. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- KONECKA-BETLEY K., 1976: Gleby reliktowe wytworzone ze skał węglanowych na obszarze Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu. *Rocz. Glebozn.* 27, 2: 49–71.
- KONECKA-BETLEY K., MAZUREK A., 1976: Badania mikromorfologiczne zwietrzelin reliktowych wytworzonych z wapieni obszaru Gór Świętokrzyskich i ich osłony. *Rocz. Glebozn.* 27, 2, 99–112.
- KONECKA-BETLEY K., ZAGÓRSKI Z., 1996: Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia warty (Bełchatów). *Acta Geogr. Lodz.* 65: 19–24.
- KOWALIŃSKI S., BOGDA A., 1966: Przydatność polskich żywic syntetycznych do sporządzania mikroskopowych szlifów. *Rocz. Glebozn.*, 16: 326–336.
- KOWALIŃSKI S., LICZNAR S., LICZNAR M., 1972: Micromorphological properties of rendzinas and soils on limestones formed out of Triassic carbonat-calcic formations. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 123: 455-479.
- KOWALIŃSKI S., LICZNAR S., 1976: Właściwości mikromorfologiczne i fizyko-chemiczne niektórych rędzin wytworzonych z wapieni różnych formacji geologicznych. *Rocz. Glebozn.* 27, 2: 93–97.

- KOWALIŃSKI S., LICZNAR S., 1984: Właściwości mikromorfologiczne i fizyko-chemiczne redzin występujących na terenie Rowu Nysy Kłodzkiej. *Rocz. Glebozn.* 35, 1: 125–139
- KOWALIŃSKI S., LICZNAR S., LICZNAR M., 1985: Mikromorfologiczna i chemiczna charakterystyka próchnicy w rędzinach wytworzonych z wapieni różnych formacji geologicznych. *Rocz. Glebozn.* 36, 3: 165–172.
- KUŹNICKI F., 1965: Właściwości i typologia gleb wytworzonych z kredowej opoki odwapnionej Roztocza w nawiązaniu do charakterystyki i genetycznego podziału rędzin. *Rocz. Glebozn.* 15, 2: 345–408.
- LICZNAR S., 1976: Rędziny i gleby nawapieniowe Opolszczyzny w świetle badań mikromorfologicznych i fizykochemicznych. *Rocz. Glebozn.* 27, 3: 73–121.
- POMIAN J., 1964: Warunki występowania rędzin w terenie Karpat fliszowych. *Rocz. Glebozn.* 14, sup.: 249–258.
- Systematyka Gleb Polski, 1989: *Rocz. Glebozn.* 40, 3/4
- ZASOŃSKI S., SKIBA S., 1988: Chemiczne i mikromorfologiczne właściwości gleb wapniowcowych okolic Cieszyna. *Rocz. Glebozn.* 39, 3: 71–90.
- ZASOŃSKI S., 1992: Warstwy krośnieńskie jako skała macierzysta pararendzin fliszowych (na przykładzie gleb Wzgórz Rymanowskich). *Rocz. Glebozn.* 43, 3/4: 77–101.
- ZASOŃSKI S., 1993: Gleby wapniowcowe wytworzone z wybranych ogniwi litostratigraficznych fliszu Wschodnich Karpat. Część I. Ogólna charakterystyka gleb. *Rocz. Glebozn.* 44, 3/4: 121–133.

Zbigniew Zagórski

MICROMORPHOLOGY AND SOME PROPERTIES CALCAREOUS SOILS FROM MAŁE PIENINY

Department of Soil Science, Warsaw Agricultural University

SUMMARY

In the paper the results of micromorphological investigation and contents variable forms calcium carbonate and iron of calcareous soils profiles (Rendzina Soil) in the Małe Pieniny Mountains (S Poland) are presented. The main micromorphological features of soils are dominated by two type parent plasmas (s-matrix): origin from allogenic, siliceous material – argillasepic (A horizons) and silasepic (upper parts of B horizons) and origin from autogenic carbonate materials – sillicalsepic (down parts of B horizons) or calcisepic (Cca horizons). These features indicated, that the soils has been developed under influence of deluvial processes (ground movement and slope) which have made mixed weathering materials from sandstone and mudstone (The Carpathian Flysh) into limestone weathering material. The pedogenic processes indicated clearly only in A horizons, where occur accumulation organic matter arise from grass decomposition. In the middle part of profiles, in B horizons the pedogenic processes are pure. It were indicated by present weakly developed skellattisepic plasma. The interesting properties of determined soils are high ratio free carbonates (Drouineau method) and free iron (DCB method) in each horizons of profiles. Probably these factors not are depending from pedogenic processes but are in consequence of lasting weathering processes of special type limestone – marls and encrinal limestone with hematite impregnation.

Praca wpłynęła do redakcji w październiku 1998 r.

Dr Zbigniew Zagórski
Katedra Gleboznawstwa SGGW w Warszawie
02-528 Warszawa, ul. Rakowiecka 26/30