



POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

Marek Degórski
Alojzy Kowalkowski
Anna Kozłowska

Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju



SEDNO
Wydawnictwo
Akademickie

**Gleby bielicoziemne
– geograficzne trendy
oraz dyskontynuacje
procesów rozwoju**

**Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
oraz Wydawnictwo Akademickie SEDNO**
wspólnie wydają serię publikacji książkowych pracowników IGiPZ PAN.

W serii została opublikowana:

→ Przemysław Śleszyński, Tomasz Komornicki, Jerzy Solon,
Marek Więckowski *Planowanie przestrzenne w gminach*

Wkrótce ukazą się następujące książki:

→ Tomasz Komornicki, Piotr Korcelli, Piotr Siłka, Przemysław
Śleszyński, Dariusz Świętek *Powiązania funkcjonalne pomiędzy
polskimi metropoliami*

→ Leszek Starkel *O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór
i przedpola*

Więcej informacji o tych i kolejnych publikacjach
na stronach internetowych:
www.igipz.pan.pl
www.wydawnictwosedno.pl

**Marek Degórski
Alojzy Kowalkowski
Anna Kozłowska**

Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju



**INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA PAN**



**SEDNO
Wydawnictwo
Akademickie**

Wydawca
Bożena Kućmierowska

Recenzent
prof. Zygmunt Brogowski
prof. Barbara Manikowska

Redakcja merytoryczna i korekty
Danuta Koperska-Puskarz

Redakcja techniczna
Danuta Przymanowska-Boniuk

Projekt okładki, stron tytułowych i opracowanie typograficzne
Janusz Fajto

Zdjęcie na okładce
Marek Degórski

Badania finansowane ze środków projektu badawczego KBN nr ZPO4E 01526

Copyright © by Wydawnictwo Akademickie SEDNO Spółka z o.o.
Copyright © by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Warszawa 2013

Wszelkie prawa zastrzeżone
Kopiowanie, przedrukowywanie i rozpowszechnianie w całości lub we fragmentach jakkolwiek
techniką bez pisemnej zgody wydawcy zabronione

ISBN 978-83-63354-85-5 (e-book)

Wydawnictwo Akademickie SEDNO Spółka z o.o.
00-696 Warszawa
ul. J. Pankiewicza 3
www.wydawnictwosedno.pl
info@wydawnictwosedno.pl

Spis treści

PRZEDMOWA	9
1. WSTĘP	11
2. KWANTYFIKACJA PROCESU BIELICOWANIA – STAN DOTYCHCZASOWEJ WIEDZY	17
2.1. Teoretyczne problemy kwantyfikacji procesów glebotwórczych	17
2.2. System czynników rozwoju gleb	18
2.3. Geograficzna rytmika i nieliniowość procesów rozwoju gleb	19
2.4. Orientory i indykatory uwarunkowań oraz trendy rozwoju gleb bielicoziemnych	23
2.5. Nazewnictwo i główne procesy rozwoju gleb bielicowych	25
2.6. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych	26
2.7. Identyfikacja cech środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych w profilu gleb bielicowych	35
2.8. Kwantyfikacja procesu bielicowania	43
3. METODY BADAŃ	47
3.1. Wybór obiektów	47
3.2. Opis zbiorowisk roślinnych	48
3.3. Opis profilu glebowego i jego środowiska	48
3.4. Procedura polowych opisów i oznaczeń	49
3.5. Procedura pobierania próbek glebowych	53
3.6. Przygotowanie próbek do analiz	53
3.7. Kompleks analiz uziarnienia	53
3.8. Analizy właściwości fizycznych i fizykochemicznych	54
3.9. Procedura analizy SEM	56
3.10. Opracowanie wyników analiz laboratoryjnych	57
4. PALEOGEOGRAFICZNY ROZWÓJ ŚRODOWISK PEDOGENICZNYCH	59
4.1. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych w środowisku geograficznym środkowopółnocnej Europy	59
4.2. Morfolitologiczny rozwój badanych obszarów	62
4.2.1. Plejstocenijskie zwietrzliny granitowego masywu Równi pod Śnieżką	62
4.2.2. Zwałowe i fluwialne osady zlodowacenia Odry na Wysoczyźnie Bielskiej	64

4.2.3. Holocenijskie zwietrzliny granulitowych skał w rezerwacie Kevo – fińska Laponia	65
4.2.4. Mezo- i neholocenijskie piaski wałów brzegowych i ich zwydmienia na Półwyspie Helskim	66
4.2.5. Współczesne namyty piasków morskich na mierzei Schaabe	68
5. GEOGRAFICZNE UWARUNKOWANIA WSPÓŁCZESNEGO ŚRODOWISKA WYBRANYCH OBIEKTÓW	71
5.1. Warunki sedymentacyjne i litologiczne	71
5.2. Czasoprzestrzenna nieliniowość rozwoju rzeźby	73
5.3. Warunki klimatyczne	74
5.4. Geomorfogenetyczne i klimatyczne uwarunkowania stosunków wodnych	77
5.5. Stan współczesnych zbiorowisk roślinnych i ich ewolucyjne uwarunkowania	78
5.6. Wpływ człowieka na środowisko przyrodnicze	80
6. CHARAKTERYSTYKA GEOBOTANICZNA ZBIOROWISK ROŚLINNYCH	83
6.1. Podział syntaksonomiczny zbiorowisk roślinnych	83
6.2. Charakterystyka zbiorowisk roślinnych	84
6.2.1. Równia pod Śnieżką	84
6.2.2. Puszcza Białowieska	86
6.2.3. Rezerwat Kevo	90
6.2.4. Pobrzeże Bałtyku	93
7. BIOGEOMORFOGENICZNE UWARUNKOWANIA BUDOWY PROFILU MORFOLOGICZNEGO GLEB	99
7.1. Profil stanu badanych gleb	99
7.2. Pionowy układ dominujących i towarzyszących cech morfologicznych	131
7.3. Poli- i monogenetyczne profilowe sekwencje warstw i poziomów glebowych	135
7.4. Sekwencje pedomorfofenicznych cech przekształceń peryglacialnych i ekstraperyglacialnych	138
7.5. Diagnostyka morfologiczna poziomów w glebach bielicyowych	142
8. PEDOGEMORFOGENICZNA RÓŻNORODNOŚĆ WSKAŹNIKÓW UZIARNIENIA W PROFILACH GLEB BIELICYOWYCH I ICH SUBSTRATÓW	145
8.1. Wstępna charakterystyka różnorodności uziarnienia	145
8.2. Gradienty głębokościowe uziarnienia w profilach jako wskaźniki procesów przekształcania	150
8.3. Wskaźniki jednorodności uziarnienia	156
8.4. Zawartość frakcji uziarnienia	162

9. MODYFIKACJA TEKSTURY POWIERZCHNI ZIARN PIASKU JAKO SKUTEK ZMIAN ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO	173
9.1. Mozaiki cech reliefu na powierzchni ziarn	173
9.2. Stosunki cech graniastości i zaokrąglenia na powierzchni ziarn	177
10. CECHY ULTRAMORFOSKOPOWE FIZYCZNYCH I CHEMICZNYCH PROCESÓW PRZEKSZTAŁCANIA PROFILU GLEB BIELICOWYCH I ICH SUBSTRATÓW	183
10.1. Wskaźniki tekstury powierzchni ziarn piasku w identyfikacji warunków pedogenezy	183
10.2. Ultramorfoskopowa indykacja środowisk powstawania substratów i ich przekształceń pedogenicznych	184
10.2.1. Środowisko zwietrzelinowe	185
10.2.2. Środowisko morenowe	188
10.2.3. Środowisko plażowe	190
10.2.4. Środowisko wałów brzegowych	192
10.2.5. Środowisko wydmowe	193
10.3. Cechy procesów mechanicznych i chemicznych na powierzchniach ziarn piasku w układach profilowych	194
10.3.1. Cechy teksturalne powstałe w procesach fizycznych	194
10.3.2. Cechy teksturalne powstałe w procesach chemicznych	205
11. GENETYCZNIE UWARUNKOWANE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-WODNE	211
11.1. Lito- i pedogeniczny profil gęstości objętościowej i porowatości	211
11.2. Profile pojemności wodnych i ich geograficzne uwarunkowania	220
11.3. Pedogenetyczne aspekty profilowego i geograficznego zróżnicowania zasobów wodnych	229
12. FIZYKOCHEMICZNE WSKAŹNIKI GEOGRAFICZNEJ RÓŻNORODNOŚCI GLEB BIELICOWYCH	233
12.1. Profile głębokościowe węgla organicznego (C_{to} , C_p) i azotu ogółem (N) oraz ich proporcje jako wskaźniki aktywności biologicznych	233
12.1.1. Materia organiczna w procesach glebotwórczych uwarunkowanych klimatem polarnym, subpolarnym i umiarkowanym	233
12.1.2. Profilowe zróżnicowanie zawartości węgla organicznego oraz jego zasobów	236
12.1.3. Profilowe zróżnicowanie zawartości azotu i stosunki C : N	249
12.2. Głębokościowe zróżnicowanie pH, buforowości i elektrycznej przewodności jako wskaźnik dynamiki procesów glebotwórczych	255

12.3. Wskaźniki profilowego zróżnicowania wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami i anionami	266
12.4. Stosunki molarne kationów i anionów jako wskaźniki natężenia procesu zakwaszania gleb	272
12.5. Profile zróżnicowania różnych form Al i Fe i ich stosunki ilościowe jako wskaźniki rozwoju poziomów glebowych	276
12.5.1. Całkowita zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t)	276
12.5.2. Wolne żelazo (Fe_d) i glin (Al_d)	279
12.5.3. Amorficzne formy żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o)	280
12.5.4. Organiczne formy żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p)	281
12.5.5. Nieorganiczne formy żelaza (Fe_{ac}) i glinu (Al_{ac})	282
12.5.6. Krzemianowe formy żelaza (Fe_{gk}) i glinu (Al_{gk})	283
12.5.7. Niekrzemianowe, krystaliczne formy żelaza (Fe_{kr})	284
12.6. Ocena zaawansowania procesu bielicowania	284
13. KONCEPCJE SYSTEMU PROFILOWEGO WSKAŹNIKÓW TRENDÓW I DYSKONTYNUACJI PROCESÓW BIELICOWANIA	289
13.1. Problemy kryteriów indykacyjnych poziomów diagnostycznych gleb	289
13.2. Założenia nowego paradygmatu geolitomorfo-genicznej genezy gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych	291
13.3. Geolitomorfo-genetyczne podstawy systemu czasoprzestrzennego zróżnicowania diagnostyki rozwoju gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych	294
13.4. Propozycja usystematyzowania badanych gleb	296
14. INDYKATORY CZASOPRZESTRZENNEGO ZRÓŻNICOWANIA GLEB BIELICOZIEMNYCH	303
15. POTRZEBA DALSZEGO ROZWOJU BADAŃ NAD CZASOPRZESTRZENNYM ZRÓŻNICOWANIEM GLEB BIELICOZIEMNYCH	307
BIBLIOGRAFIA	311
SPIS RYCIN	337
SPIS TABEL	344
SPIS FOTOGRAFII	348
SUMMARY	354
LIST OF FIGURES	365
LIST OF TABLES	372
LIST OF PHOTOS	376

PRZEDMOWA

Oddawana do rąk Państwa książka przedstawia wyniki badań właściwości gleb bielcowych przeprowadzonych pod kątem ich genezy uwarunkowanej czynnikami czasu i przestrzeni. Studia szczegółowe prowadzone były w latach 2004–2008 w pięciu regionach środkowej i północnej Europy, w ramach projektu badawczego KBN ZPO4E 01526 „Geograficznie uwarunkowane trendy i dyskontynuacje procesów rozwoju gleb bielicoziemnych – ich genetyczne i ekologiczne aspekty”. Wykonawcami projektu byli: prof. dr hab. Marek Degórski – geograf fizyczny specjalizujący się w geografii gleb, szczególnie w badaniu współzależności pomiędzy warunkami środowiska geograficznego a właściwościami pokrywy glebowej (kierownik projektu), prof. dr hab. Alojzy Kowalkowski – gleboznawca specjalizujący się w badaniach genezy pokrywy glebowej ze szczególnym uwzględnieniem dawnych i współczesnych środowisk peryglacjalnych jej powstawania oraz dr hab. Anna Kozłowska, prof. IGiPZ PAN – geobotanik specjalizujący się w badaniu zbiorowisk roślinnych obszarów subarktycznych oraz górskich piętra subalpejskiego i alpejskiego.

Zaprezentowane w pracy wyniki badań przeprowadzonych w konkretnych uwarunkowaniach geograficznych, odniesione zostały również do poglądów licznych badaczy zajmujących się genezą i przestrzennym zróżnicowaniem gleb bielicoziemnych. Są one jednak oparte głównie na wieloletnim doświadczeniu autorów, którzy zagadnieniom rozwoju i funkcjonowania gleb bielcowych poświęcili dziesiątki lat swoich studiów, szczególnie w przestrzenno-czasowym aspekcie rozwoju mozaik pokrywy glebowej oraz zbiorowisk roślinnych obszarów zimnych – zarówno kontynentalnych, jak i górskich. W opracowaniu zwrócono szczególną uwagę na rolę kompleksu następujących po sobie procesów morfogenetycznych i glebotwórczych, jakie działają we współczesnym środowisku peryglacjalnym wysokich gór oraz obszarów arktycznych i subarktycznych. W plejstocenie zaś i w początkach holocenu procesy te były typowe dla obszarów środkowej i północnej Europy, kształtując biotopy, w których nastąpiła kriogeniczna inicjacja i zazwyczaj wielofazowa następcza morfogeneza współczesnych gleb.

Autorzy opracowania pragną podziękować osobom i instytucjom, które pomogły w realizacji prezentowanych badań. Były to: Uniwersytet w Turku i stacja naukowa tegoż uniwersytetu w Kevo, dyrekcje Karkonoskiego i Białowieskiego Parku Narodowego, nadleśnictwa Białowieża, Hajnówka i Władysławowo oraz leśnictwo w Jastarni, dyrekcja Nadmorskiego Parku Krajobrazowego we Władysławowie, Uniwersytet im. Ernsta Moritza Arndta w Greifswaldzie oraz Urząd Leśny Rugia w Sassnitz.

Szczególne podziękowania skierowane są do recenzentów: prof. dr hab. Barbary Manikowskiej i prof. dr hab. Zygmunta Brogowskiego, za znaczące sugestie i komentarze, które przyczyniły się do ostatecznego kształtu publikacji.

1. Wstęp

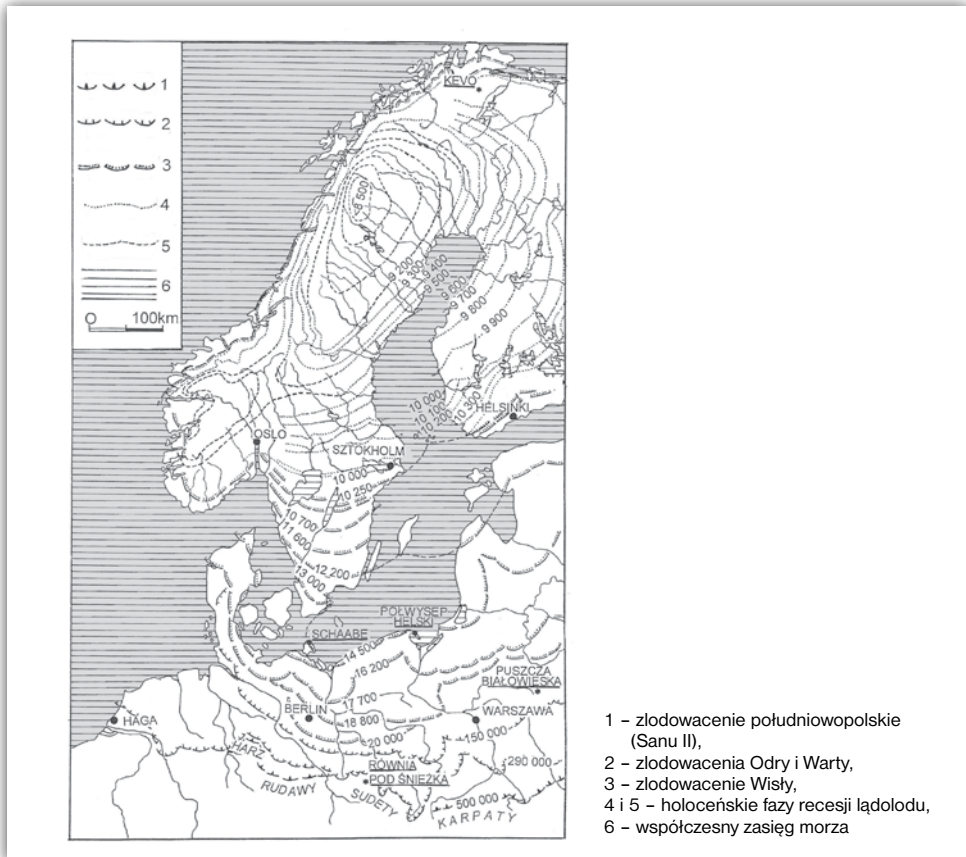
Zrównoważone użytkowanie i ochrona gleb, z zachowaniem ich wielofunkcyjnej roli w środowisku oraz naturalnej żyzności, w warunkach wielostronnej antropopresji, nie są możliwe bez poznania i zrozumienia historii rozwoju mozaik glebowych i ich ekologicznych następstw w określonym, stale rozwijającym się środowisku geograficznym. Powszechnie stosowana diagnostyka gleb, oparta na cechach morfologii profilu oraz na określonych analitycznie zespołach właściwości gleb, będących wynikiem zmieniających się w czasie układów procesów morfo- i pedogenicznych, podlega ciągłym uzupełnieniom i udoskonaleniom. Dzięki zastosowaniu nowych technik analitycznych uzyskuje się coraz więcej nowych informacji o genezie i funkcjonowaniu systemu środowiska pedogenicznego, wyrażonych między innymi w sekwencjach wzajemnie powiązanych profili poziomów glebowych z profilami ich cech i właściwości.

Należy zauważyć, że badania funkcjonalne, czasowe i przestrzenne właściwości systemu pokrywy glebowej Ziemi zostały zapoczątkowane dopiero w XIX w., a ich intensywny rozwój nastąpił w XX w. (m.in. Dokućajev 1879, 1880; Miklaszewski 1907; Kowalkowski 1988c; Yaalon 1971, 1997; Mückenhausen 1997; Tsatskin 1997; Degórski 2003a, 2004b). Bazowały one na interdyscyplinarnych studiach terenowych i laboratoryjnych, obejmujących przestrzenne i historyczne aspekty powstawania współczesnych mozaik pokrywy glebowej i glebokompleksów. W badaniach tych łączono metody powstających w tym czasie nowych kierunków badawczych, wykorzystując w studiach gleboznawczych metody stosowane w naukach o Ziemi, takich jak geografia fizyczna, geologia, geomorfologia, geochemia, klimatologia, hydrologia, oraz w innych dyscyplinach, tj. botanice, zoologii, paleontologii, archeologii itd. (Kowalkowski 1973; Manikowska 1996b; Prusinkiewicz 1996; Degórski 2007b). Początkowo głównym przedmiotem badań pedologii były profile gleb i ich morfogeneza. Następnie badania rozszerzono na gleby kopalne odsłaniane, reliktowe i pedolity (Yaalon 1971; Konecka-Betley 1981, 1991; *Paleopedology Glossary* 1995; Bronger i Catt 1993, 1998). Zainteresowano się również przestrzenną mozaikowością środowisk pedogenicznych w odniesieniu do uwarunkowań wynikających z właściwości litologicznych podłoża i rzeźby (Crocker 1952; Yaalon 1971, 1982; Duchafour 1982; Jenny 1980, 1984; Birkeland 1984; Catt 1985, 1986, 1988; Buol i inni 1989; Mokma 1991; Hillel 1998; Degórski 1990, 1998a,

2002, 2003a), mozaikowości środowiska przyrodniczego (między innymi warunków klimatycznych, wodnych, biotycznych) panujących w danym etapie rozwoju gleby (Mokma i Buurman 1982; Manikowska 1985b; Bednarek 1991; Morozova 1994; Prusinkiewicz i Bednarek 1996; Degórski 1998b, 1998c, 2002) lub właściwości pedonów w określonym okresie i fazie glebotwórczej (Kowalkowski 1988c, 1994; Manikowska 1999), jak i zdefiniowanych procesów morfopedogenetycznych (Kopp 1965, 1970; Kowalkowski, Mycielska-Dowgiałło 1985; Kowalkowski, Kocoń 1998; Kowalkowski 1973, 1988a, 1990, 1993, 1994, 1995b, 1998a, 2001a, 2004b).

Nadal jednak stosunkowo niewiele jest opracowań traktujących glebę jako dynamiczny element składowy środowiska podlegający ciągłej ewolucji, powodowanej pulsacyjnymi zmianami w megasystemie środowiska geograficznego (Kopp, Kowalkowski 1990; Kowalkowski 1980, 1990, 1994, 2001a; Degórski 2004a). Również mało jest znanych w literaturze przykładów ekogeograficznego ujęcia zróżnicowania właściwości gleb, szczególnie bardzo dyskusyjnych gleb bielicoziemnych (Volobuyev 1963; Mokma, Buurman 1982; Kowalkowski 1990; Bednarek 1991; Degórski 2002; Altermann i inni 2008). Niewystarczające jest poznanie wskaźników oceny przebiegu samego procesu bielicowania w zależności od stopnia rozwoju gleby w różnych warunkach geograficznych (Whalley 1975; Mokma, Buurman 1982; Morozova 1994; Bednarek, Pokojka 1996; Reuter 1962, 1998; Friedrich i inni 1999; WRB 1998, 2006), brak też jednoznacznego zdefiniowania diagnostycznych wskaźników określających związki między cechami dawnych i współczesnych procesów bielicowania (Bednarek 2000, 2003).

Jednym z podejść badawczych, wykorzystywanych w ocenie rozwoju zarówno pokrywy glebowej, jak i całego systemu środowiska przyrodniczego, jest zasada aktualizmu geograficznego, który odnosić się może do analiz przestrzennych, a także czasowych – paleogeograficznych. Pierwsze podejście polega na porównaniu rozpoznawalnych w makro- i mikroskalach właściwości gleb powstałych w wyniku działania procesów w różnych środowiskach fizycznogeograficznych, współcześnie przebiegających w jeszcze biologicznie aktywnym środowisku glebotwórczym, z pedonami młodymi morfogenetycznie oraz dojrzałymi pedonami powstałymi w podobnych warunkach siedliskowych w niedalekiej lub dawnej przeszłości, a obecnie znajdującymi się w innym, różnym od poprzedniego środowisku glebotwórczym (Kowalkowski 1990; Degórski 2002). Drugi typ analiz pozwala zaś na porównywanie cech pedonów z właściwościami zidentyfikowanych typologicznie gleb kopalnych, reliktowych i współczesnych o zróżnicowanym wieku (Bednarek 2000). Dzięki takim analizom o charakterze kompleksowych studiów geograficzno-gleboznawczych można zrekonstruować następstwa warunków przyrodniczych, jakie panowały w środowisku w przeszłości, w określonych jednostkach polipedonów (Kowalkowski, Berger 1972a, 1972b; Kowalkowski, Starkel 1975; Kowalkowski, Borzyszkowski 1977, 1989; Kowalkowski 1970a, 1979, 1989, 1990).



Rycina 1.1. Rozmieszczenie powierzchni badawczych na tle zasięgów zlodowaceń plejstoceńskich w środkowej i północno-zachodniej Europie oraz chronoizoplek deglacjacji zasięgów zlodowacenia Wisły (Vistulianu)

W studiach pedologicznych opartych na zasadach aktualizmu geograficznego poszukuje się zatem glebowych właściwości diagnostycznych, przydatnych przy określaniu przestrzennej i czasowej zmienności uwarunkowań pedogenezy, a tym samym właściwych dla niej cech środowiska determinujących ewolucję określonych profili glebowych. Jak wykazały dotychczasowe badania pokrywy glebowej przeprowadzane w skali ponadregionalnej, istnieją zespoły cech i właściwości gleb odznaczające się różnorodnością geograficzną, czyli takie, które można uznać za diagnostyczne w rozpoznawaniu prawidłowości przestrzennego zróżnicowania środowiska przyrodniczego (Degórski 2002). Obiektywizacja diagnozowania budowy profilowej gleb, ich genezy, stanów aktualnych i trendów dalszej holocenijskiej ewolucji polipledonów w mozaikach glebowych jest możliwa przez określanie i skwantyfikowanie cech polichronicznych procesów ich rozwoju. Odnosi się to do gleb młodych z dynamicznymi cechami aktualnych warunków hydrotermicznych

i biotycznych środowiska, jak i gleb starych (reliktowych i kopalnych) z rekonstrukcją dawnych właściwości, obecnie statycznych, na które nakładają się właściwości współczesnych procesów glebotwórczych.

W procesie pogłębiania wiedzy na temat genezy pokrywy glebowej jednym z najtrudniejszych etapów jest trafność wyboru odpowiedniego obiektu badania, umożliwiającego wielostronne, kompleksowe i interdyscyplinarne badania, których wyniki pozwolą ustalić odpowiednie wskaźniki diagnostyczne stanu rozwoju gleb znajdujące się bezpośrednio w profilu glebowym. W przypadku badań pedogenezy gleb bielcowych niewątpliwie najlepszymi obiektami do takich studiów są kateny różnego wieku współczesnych, reliktowych i kopalnych gleb bielcowych, powstałych pod wpływem przemysłowego typu gospodarki wodnej, w polipledonach różnych stref klimatyczno-roślinnych północnej półkuli Ziemi (ryc. 1.1).

Wiadomo, że gleby są tworamami, których geneza uwarunkowana jest czynnikami klimatycznymi, biotycznymi (łącznie z człowiekiem), geomorfologicznymi, wodnymi i litologicznymi, a ich rozwój w czasie i w przestrzeni może być monolub poligeniczny. W mozaikach gleb różnych stref klimatyczno-roślinnych znajdują się zarówno polipemony będące współcześnie w trakcie intensywnego rozwoju, jak i polipemony stare, względnie stabilne, często niezgodne z aktualnymi układami czynników glebotwórczych, szczególnie czynnika klimatycznego. Przykładem są obszary mono- i poligenetycznych gleb bielcowych uważanych za strefowe we współczesnych borealnych i subborealnych strefach klimatyczno-roślinnych oraz wyróżniających się jako śródstrefowe w środowiskach polarnych, subtropikalnych i tropikalnych różnych kontynentów. Na terenach polodowcowych i ich przedpolach inicjacja i pełny rozwój dużej części polipledonów odbył się zaś w późnym glacie i w eoholocenie. Część tych odziedziczonych gleb, w tym także gleby bielicoziemne, to są twory interglacjalne i interstadialne, które nie uległy zniszczeniu w okresach pluwialnych z litologiczno-pedogenicznymi właściwościami zimnych środowisk pro- i peryglacjalnych.

W hipotezie roboczej prezentowanych badań zakładamy, że warunki klimatyczne i biotyczne w peryglacjalnych środowiskach plejstocenu, szczególnie od maksimum Vistulianu, były w Europie Środkowej i Północnej stosunkowo podobne do panujących współcześnie w peryglacjalnych środowiskach holocenijskich północnych obszarów kontynentu europejskiego (Bronger, Catt 1998). Wiadomo, że wszelkie zdarzenia litomorfopedogeniczne, które następowały po sobie w danej części krajobrazu od momentu jego inicjacji, zostały trwale rejestrowane w budowie profilu gleby (Kowalkowski 1973, 1988c, 1990, 2001a; Degórski 2006a,b). W obrębie danego krajobrazu, różnorodne czynniki glebotwórcze działające zmiennie w czasie i przestrzeni ukształtowały mozaiki lokalnych, regularnych i nieregularnych katenalnych układów gleb, tworzących określone asocjacje glebowe. Gleby

w katenalnym uporządkowaniu są wzajemnie sprzężonymi subsystemami o zróżnicowanym układzie stref zubożania oraz wzbogacania procesów mobilizacji, translokacji, akumulacji i przekształceń substancji.

Celem prezentowanych wyników badań jest ilościowo-jakościowa ocena warunków rozwoju i stanów ekologicznych gleb bielicoziemnych w różnowiekowych katenach glebowych, powstałych w regionach o współcześnie podobnych warunkach edaficznych, ale różnej aktywności procesów glebotwórczych i produktywności gleb. Przyjmując założenie, że wartość diagnostyczną mają nie procesy glebotwórcze, lecz ich skutki morfologiczne obserwowalne i mierzalne w profilu glebowym, sformułowaliśmy następujące szczegółowe zadania/cele badawcze:

- ▶ określenie związków między wiekiem gleb a jakością i intensywnością aktualnych procesów glebotwórczych w katenach polipledonów różnych regionów geograficznych;
- ▶ określenie wskaźników diagnostycznych faz rozwoju gleb w katenach, na podstawie zespołów morfogenetycznych, pedogenicznych i biogenicznych właściwości pokrywy glebowej w ujęciu czasowym;
- ▶ opracowanie wskaźników do identyfikacji stanów i prognozowania kierunków przekształceń pedonów wywołanych zmianami aktywności zespołu czynników naturalnych i ingerencją człowieka;
- ▶ wypracowanie założeń szybkiej oceny stanu pokrywy glebowej na potrzeby gospodarcze i planistyczne, zebranie w spójny system diagnostycznych wskaźników jako podstawy założeń systematyki genetycznej gleb.

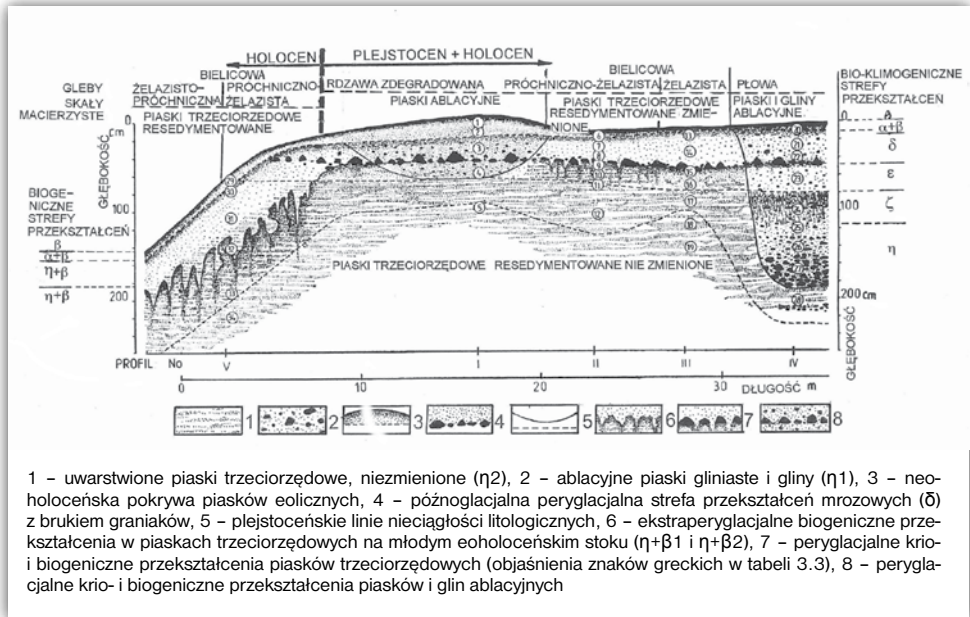
Postawiono również pytania o charakterze ogólnym, od rozwiązania których może zależeć możliwość zrównoważonego i zachowującego cechy różnorodności wykorzystania gleb bielicoziemnych w gospodarce człowieka, a mianowicie:

- ▶ jaką rolę w procesie bielicowania odgrywa substrat mineralny w jego pedo-morfogenetycznych ciągłościach i nieciągłościach?
- ▶ czy metodologicznie prawidłowe jest poznawanie i objaśnianie zróżnicowanych przestrzennie właściwości różnego wieku gleb bielicowych powstałych w wyniku procesu bielicowania określanego według przyjętych jednolitych zasad analitycznych?
- ▶ jakie należy przyjąć podstawy diagnostyczne (orientory, indykatory) czasoprzestrzennego zróżnicowania skutków procesu bielicowania w systemie klasyfikacji gleb bielicowych?

2. Kwantyfikacja procesu bielicowania – stan dotychczasowej wiedzy

2.1. Teoretyczne problemy kwantyfikacji procesów glebotwórczych

Pomimo istotnego rozwoju wiedzy o Ziemi, w tym także nauk o glebie, dotychczas nie udało się wypracować jednoznacznej i konsekwentnej teorii gleboznawczej, która adekwatnie zintegrowałaby czasową i przestrzenną dynamikę funkcjonowania systemu środowiska przyrodniczego, przepływów energii i materii z przestrzenną różnorodnością mozaik glebowych na globie ziemskim. Wszystkie dotychczasowe próby generalizacji ewolucji mozaik pokrywy glebowej zawierają poziomy niepewności, uniemożliwiające przyczynowe zrozumienie znajdujących się w przekroju pedonu i w mozaice glebowej efektów działania zespołów czynników rozwoju gleb i ich pochodnych procesów. Analiza ważniejszych poglądów dotyczących funkcjonowania systemu czynników glebotwórczych, z ich geograficznie zróżnicowaną rytmiką i nieliniowością, w odniesieniu do rozwoju gleb bielicoziemnych (wraz z orientorami i indykatorami uwarunkowań i trendów powstawania tych gleb) unaocznia potrzebę podjęcia nowej syntezy istniejącej wiedzy, z jednoczesną próbą jej usystematyzowania i koniecznymi uzupełnieniami w zakresie dynamiki i skutków procesów pedogenicznych (ryc. 2.1). Szczególną wagę w czasoprzestrzennym rozpatrywaniu sukcesywnego rozwoju gleb bielicoziemnych ma między innymi kwantyfikacja cech morfologicznych procesów bielicowania w środowiskach peryglacialnym i ekstraperyglacialnym, umożliwiającą określenie wieku i środowiska pedogenezy oraz kompleksowe zinterpretowanie cech mikromorfologicznych tych gleb (Kopp 1965, 1968; Kopp, Kowalkowski 1990; Bussemer, Guggenberger 1999; Degórski 2002, 2003a,d, 2004a; Kühn 2004; Kowalkowski 1973, 1990, 2001a,b, 2006; Bussemer 1998, 2007; Altermann i inni 2008; Kowalkowski, Degórski 2008; Degórski, Kowalkowski 2010).



Rycina 2.1. Przestrzenno-czasowa asymetria i nieliniowość powstawania plejstocensko-holocenskich sekwencji gleb w lodowcowych osadach stadium frankfurckiego Vistulianu na zrównanej glacyjogenicznie powierzchni porwaka piasku trzeciorzędowego z wkładkami ablastycznych piasków gliniastych i glin, z wczesnoholocenskimi stokiem wytopiska martwego lodu w odkrywce Sternebeck (Kopp i Kowalkowski 1990)

2.2. System czynników rozwoju gleb

Gleby – to twory przyrodnicze nierozłącznie związane z rozwojem i funkcjonowaniem na Ziemi form życia w zmiennej czasoprzestrzeni. Ich kompleksowe postrzeganie, rozpoznawanie i wyjaśnianie wraz z prognozowaniem powinno być racjonalną podstawą zrozumienia strukturalnych i funkcjonalnych powiązań oraz zależności między mozaikami glebowymi a powstającymi *in situ* systemami stref abiotycznych i biotycznych przekształceń substratów glebowych w gleby, wraz z towarzyszącymi alochtonicznymi glebopokrywkami (Schilling, Wiefel 1962; Kopp 1965; Kowalkowski, Borzyszkowski 1973; Makejev 1975; Kopp, Kowalkowski 1990; Semmel 1977, 1994; Kowalkowski 1973, 1988a, 2001b; Altermann i inni 2008).

Wykorzystując założenia geograficznych uwarunkowań rozwoju gleb sprecyzowane już w 1877 r. przez V. Dokućajewa (1879) a uzupełnione przez E. Hilgarda (1906) oraz H. Jenny'ego (1980), możemy przyjąć, że naturalny system pokrywy glebowej (s) jest funkcją (f) różnej i zmiennej wagi działań w ekosystemie/krajobrazie glebotwórczych czynników klimatu (cl), roślin i zwierząt (o), substratu geologicznego (p) oraz rzeźby (r) w czasie (t) i w przestrzeni (a):

$$s = f(cl, o, r, p) t, a$$

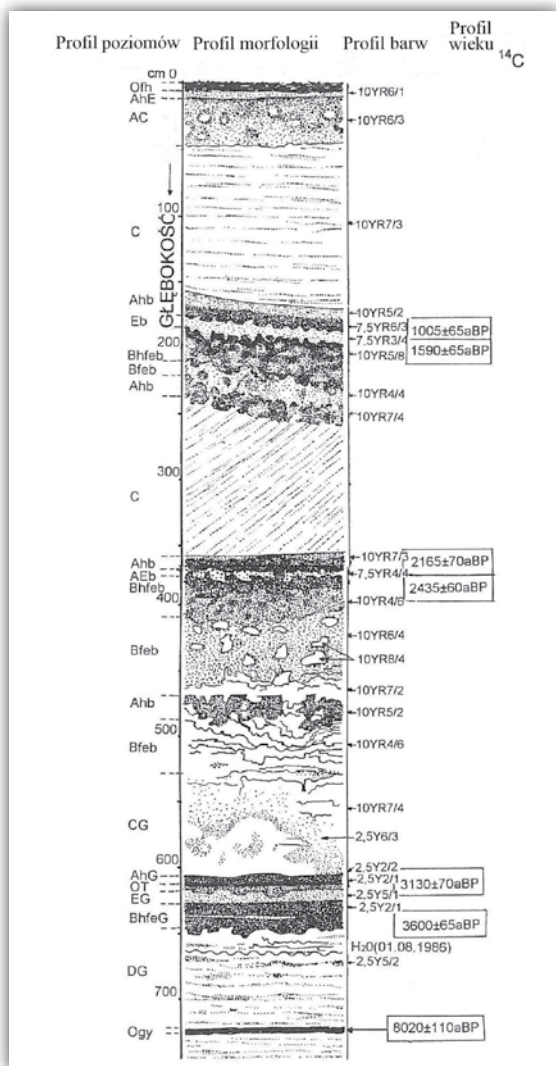
Choć w tym założeniu należy przyjąć nieskończone możliwości asymetrii czasowych i przestrzennych następstw zdarzeń geo-, lito- i pedogenezy przy powierzchni Ziemi, zawsze aktualne pozostają wskazane przez Arystotelesa zasady: *causae efficientes et finales* – przyczyny sprawcze i celowe pochodzące z zewnątrz, oraz *causae materiales et formales* – przyczyny materialne i związane z postacią czy kształtem działające wewnątrz organizmu (za Riedlem 2000), którym także jest funkcjonujące w czasoprzestrzeni powierzchni Ziemi **indywiduum glebowe – pedon**. Słuszne zatem wydaje się twierdzenie V. Ponomarievej (1964), że proces glebotwórczy jest rzeczywistym i swoistym procesem przyrodniczym, do którego nie należy podchodzić z punktu widzenia chemii czysto organicznej i czysto nieorganicznej, choć nie ma w nim niczego, co zaprzeczałoby ich prawom. Organizmy do tych procesów wprowadzają bowiem swoje złożone i zgodne z prawami przyrody korekty. Dlatego nasze spojrzenie na poznawanie gleb powinno być nie czysto chemiczne, fizyczne itp., a geobiochemiczne, geobiofizyczne itp.

W ostatnich sześciu tysiącach lat człowiek stał się istotnym czynnikiem manipulującym i zmieniającym układy wszystkich naturalnych czynników glebotwórczych w środowisku przyrodniczym. Został więc bardzo istotnym elementem środowiska, oddziałującym na właściwości współczesnej pokrywy glebowej.

2.3. Geograficzna rytmika i nieliniowość procesów rozwoju gleb

W wielowymiarowej przestrzeni nieustannie działają rytmy sezonowej, wieloletniej, wiekowej, tysiącletniej, geologicznej i kosmicznej zmienności środowiska, determinowane tymi fizycznogeograficznymi czynnikami lub ich zespołami, z którymi jest związana geneza danego hierarchicznego członu cykliczności przyrodniczej. Według A. Maksimova (1989), w przypadku sukcesji każdy gatunek zajmuje w jakimś przedziale cyklu przyrodniczego swoją czasową niszę. Jej cechą charakterystyczną jest swoista, specyficzna struktura organizacyjna składników ekosystemu, odpowiadająca danej fazie cyklu przyrodniczego. Na przyrodnicze cykle nakładają się więc cykle wszystkich biologicznych procesów, np. czasowo funkcjonujących w określonej biocenozie czy też mozaice glebowej, na poziomach biocenotycznym lub krajobrazowym. Każda biocenoza kształtuje i zajmuje swoją niszę w trakcie cyklu rozwoju systemu przyrodniczego. Za V. Viernadskim (1980) należy podkreślić, że żywa substancja w tym systemie zajmuje przestrzeń i czas, czyli właściwe jej miejsce, częściowo niezależne od czynników abiotycznych, regulowane rzeźbą i warunkami wodnymi.

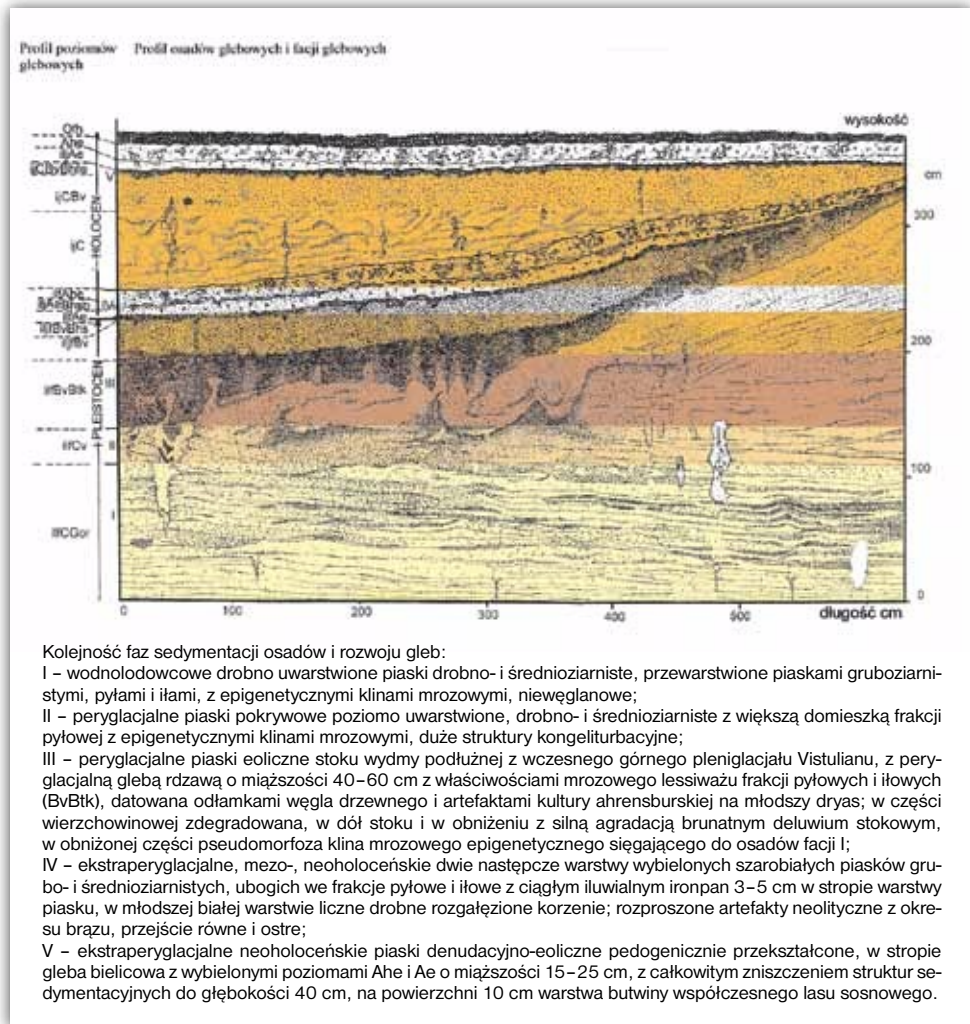
Nierozwiązane jednak pozostają problemy metodyczne doboru wielkości i szacowania ekologicznej zdolności samoorganizacji mozaik glebowych z ich składowymi polipledonami jako **orientorami** (Barkmann 2002) oraz doboru **indyka-**



Rycina 2.2. Ekstraperyglacjalny pedokompleks gleb bielcowych wytworzonych z wielokrotnie resedymentowanych piasków wydmy pedogenicznie przekształconych na podłożu piasków fluwioglacjalnych na Równinie Odrzańsko-Zalewowej, w Dolinie Dolnej Odry (wg: Kowalkowski 1995)

torów racjonalnego wartościowania cech diagnostycznych składników pokrywy glebowej, z uwzględnieniem względnej trwałości, polichroniczności i heterogeniczności ich rozwoju w ekosystemach (Vreeken 1975; Viernadskij 1980; Barkmann 2002; Degórski 2003a; Kowalkowski i inni 2008). W charakterystykach gleb zazwyczaj określa się ich stany w danym odcinku czasu (tzw. strzałce czasu według Eddingtona 1958 i Prigogine'a 2000), a nie przychyny stanów z ich skutkami w profilu indywiduum glebowego, co jest istotnie trudniejsze w stosunku do kwantyfikowania mono- i poligenetycznych polipledonów oraz ich asocjacji w makro- i mezomozaikach glebowych.

Dobrym przykładem dotychczas nierozwiązanych problemów metodycznych są gleby bielicoziemne, które stale i na nowo powstają, egzystują i giną albo przechodzą w stan relikto- lub kopalny we wszystkich strefach klimatyczno-roślinnych geosystemu z dominacją opadów nad parowaniem (ryc. 2.2). Gleby te doczekały się już wielu publikacji, także monograficznych (np. Dokučajev 1880; Georgievskij 1888; Aaltonen 1935;



Rycina 2.3. Peryglacialno-ekstraperyglacialna sekwencja następcza faz osadów i gleb w odkrywce Heinersbrück 45 w Dolnych Łużycach (wg: Popp-schötzt i inni 2003, uzupełnione)

Mattson, Nilsson 1935; Rode 1937; Stable, Wright 1959; Muir 1961; Jarkov 1961; Ponomarieva 1964; Czerwiński 1965; Nogina, Rode 1977; Pokojska 1979a,b,c; Mokka, Buurman 1982; Ugolini, Dahlgren 1987; Bockheim, Ugolini 1990; Kowalkowski 1995a,b; Lundström i inni 2000a,b; Janowska 2001; Degórski 2002) wyjaśniających ich właściwości oraz genezę zróżnicowanymi i rozbieżnymi, indywidualnymi koncepcjami procesów glebotwórczych i proponowanych klasyfikacji. U podstaw tych koncepcji zazwyczaj znajdują się czynniki przestrzeni i czasu, czynnik czasu jest jednak traktowany głównie deklaratywnie lub w ogóle nieinterpretowany.

Istnieje zatem metodologiczny dysonans między procesami morficznego poznawania i racjonalnego ich objaśniania, których rozpatrywanie jest możliwe przy stosowaniu **ewolucyjnej teorii poznania** (Riedl 2000) lub nawet **ewolucyjnej koncepcji Wszechświata** (Prigogine 2000). Według V. Kovdy (1973), czynnik czasu powoduje w przestrzeni powierzchni Ziemi ewolucyjną ciągłość życia i odnawiania pokrywy glebowej, trwającą od tysiącleci do dziesiątków tysiącleci, w mozaikach gleb od nierozwiniętych do dojrzałych, niejednokrotnie zmieniających swoją budowę profilu pod wpływem bezpośrednich zmian warunków środowiska. W ich profilach często zachowane są nieodpowiadające współczesnym warunkom zespoły reliktowych i/lub kopalnych cech i właściwości kilku wcześniejszych plejstocenów i holocenów następujących po sobie faz ich rozwoju (ryc. 2.3).

Wspomnianą uprzednio, istniejącą w strzałce czasu ewolucyjną ciągłość życia i odnawiania pokrywy glebowej zależnej od historii geosystemu, często charakteryzuje nieliniowość spowodowana fluktuacjami, bifurkacjami i niestabilnościami skal rozwoju i egzystencji jego składników (Prigogine 2000; Čuprynin 2003). Rozpatrując nieliniowość geosystemu V. Čuprynin (2003) wylicza 14 nieliniowych procesów i ich skutków o bardzo zróżnicowanych natężeniach oraz skalach w czasie i w przestrzeni, a mianowicie: nietrwałość, ostrość i lokalizacja, „zapomnienie”, wielość reżimów funkcjonowania, bifurkacja, katastrofy, wzajemne oddziaływania podsystemów, emergencja, koherencja, samoorganizacja, morfogeneza, różnorodność rodzajów, stochastyczność i ewolucja.

W otwartych niezrównoważonych systemach, jakimi są bez wyjątku wszystkie geosystemy, wskutek nieliniowości powstają dalekie od stanu równowagi, luźne struktury o różnej stabilności, niejednorodnie czasowo, przestrzennie lub przestrzennie-czasowo (Glansdorf, Prigogine 1973; Prigogine 2000; Čuprynin 2003). Są to mezo- i makrostruktury powstające w geosystemach przy spełnieniu czterech warunków: system jest otwarty, poziomy systemu są nieliniowe, mikroprocesy mają przebieg koherentny i odchylenie od stanu zrównoważenia przekracza krytyczną wartość.

W literaturze gleboznawczej geo- i pedologiczne problemy nieliniowości procesów i następnie struktur profilu glebowego pedonu oraz struktur mozaik glebowych w polipledonach, rozpatrywane pośrednio, wielokrotnie były przedmiotem fragmentarycznych badań, rozważań i syntez (np: Jenny 1941a,b; Fridland 1972; Glazovskaja 1973; Volobujev 1973; Kowalkowski, Borzyszkowski 1977; Smagin 1989; Kopp, Kowalkowski 1990; Lundström i inni 2000a,b; Popp-schötz 2001; Degórski 2002). Nagromadzona dotychczas wiedza jest jednak niewystarczająca do hierarchicznego rozpatrywania pedosfery, stochastyczności jej składników, wydzielenia minimalnych – niepodzielnych pedogeograficznych jednostek przestrzennych, wypracowania ich modeli na różnych poziomach wiekowych i skalowych itd.

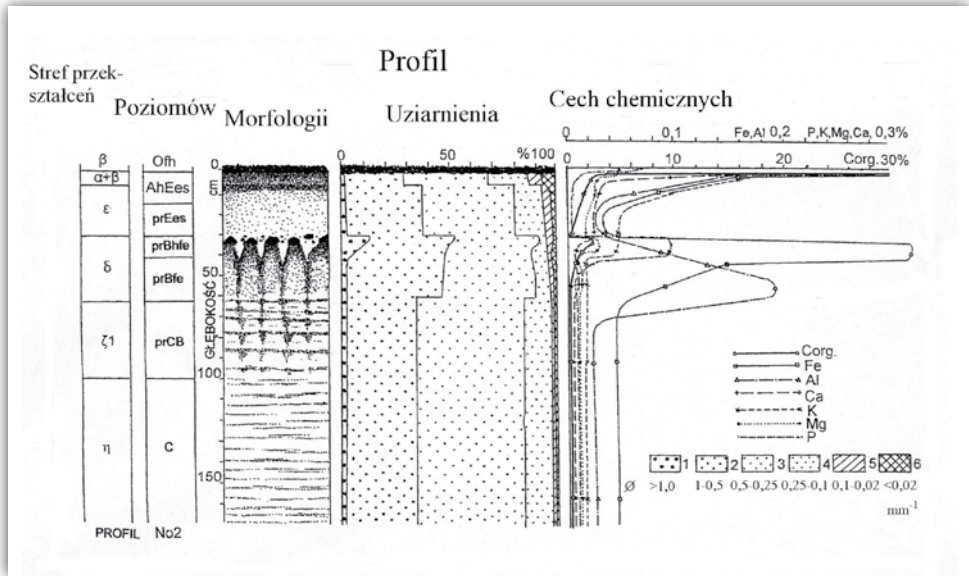
2.4. Orientory i indykatory uwarunkowań oraz trendy rozwoju gleb bielicoziemnych

W obrębie ekologicznych systemów istnieją między podsystemami płynnie zrównoważone i zintegrowane kompleksy stanów działania, dążących do zoptymalizowania ich w określonych geograficznych lokalizacjach, łącznie z wejściem energii, dostępnością wody i składników odżywczych oraz historią rozwoju organizmów (Woodley 1993; Barkmann 2002). Zdolność ekosystemów do entropii, jak również zdolność do gromadzenia i degradacji energii, pojemność przepływów substancji i energii, ukierunkowania obiegów, pojemność magazynowania, wielkość respiracji i transpiracji oraz abiotyczna i biotyczna heterogeniczność, są – według F. Müllera i B. Fatha (1998) oraz J. Barkmanna (2002) – wektorami stanów, miarami ekologicznej zdolności do samoorganizacji, nazwanymi **orientorami**. Są to miary zdolności reakcji systemu, także systemu glebowego – podstawowego składnika ekosystemu, na działania i właściwości środowiska w samoorganizujących się systemach przyrodniczych. Wymienione uprzednio siedem mierzalnych czynników (cech ekosystemów – orientorów) przyjmuje J. Barkmann (2002) jako podstawę do przyczynowego rozpatrywania **indykatorów** zrównoważonego rozwoju składników ekosystemów w ich czasoprzestrzennych mozaikach (ryc. 2.4).

O ile dla gleb bielcowych orientorami mogą być np. wcześniej już rozpatrywane czynniki glebotwórcze, takie jak klimat, organizmy żywe wraz z człowiekiem, substrat geologiczny czy rzeźba, zróżnicowane w czasie i w przestrzeni, albo według US Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 1960) – znaczna wilgotność (*Aquods*), zimny klimat (*Cryods*), iluwiacja materii organicznej (*Humods*) i iluwiacja mineralnych składników (*Orthods*), o tyle indykatorami są pochodne działania tych czynników: poziomy diagnostyczne *albic* i/lub *spodic* oraz występujące w kompleksie z nimi podpowierzchniowe poziomy diagnostyczne *haplic*, *cambic*, *ferric*, *carbic*, *gleyic*, *gelic*, *fragipan*, wyróżniające podklasy gleb bielcowych w klasyfikacji FAO-UNESCO (1974), a także dodatkowo diagnostyczne poziomy *sideric*, *umbric*, *ochric*, *gleyospodic*, *argic* i *folic* podtypów gleb bielicoziemnych w *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) i *Systematyce Gleb Polski* (2011).

Najbardziej „agresywne specyficzne procesy pedogenezy” (*specific pedogenic processes* – SPP) według V. Targuljana i P. Krasilnikova (2004), to ferralityzacja i bielcowanie, wytwarzające „bardzo niekorzystne środowiska glebowe dla organizmów”. Na tej podstawie badacze ci przedstawiają kontrowersyjny wniosek o „dobrych i złych atraktorach” procesu rozwoju gleb, prowokujący do ustosunkowania się do niego w dalszej części naszego opracowania.

Wielość indykatorów gleb bielicoziemnych, z których każdy jest charakteryzowany innym układem niekoniecznie wzajemnie powiązanych zbiorów cech, niewątpliwie wynika z czasowych i przestrzennych interferencji czynników rozwoju



Rycina 2.4. Związki przyczynowe pomiędzy morfologią reliktovej bielicy a zróżnicowaniem profilowym uziarnienia i chemicznych właściwości oraz sekwencjami stref przekształceń peryglacialnych i genetycznych poziomów, wytworzonych w glaciogennym porwaku piasków trzeciorzędowych (Kopp i Kowalkowski 1990)

gleb. Tylko dzięki procesowi samoorganizacji następuje przystosowywanie ich do czasowych i lokalnych, wciąż zmieniających się warunków środowiska, tworzących system glebowych poziomów lub ich części, elastyczny i zarazem względnie odporny na kolejne zewnętrzne zakłócenia. Profil poziomów genetycznych z cechami morfopedopamięci (Tonkonogov i inni 2004) może więc być (lub nie) w stanie płynnej równowagi z aktualnym układem czynników zewnętrznych. Oczywiście jest, że w warunkach fluktuacyjnej nierównowagi pojawiają się i zanikają powiązania o dalekich zasięgach czasowych, które nie istnieją w stanie równowagi (Prigogine 2000). Z dala od stanu równowagi następuje intensywne wzbogacanie materii glebowej w nowe stany i właściwości, w których główną rolę odgrywają fluktuacje i niestabilność, a materia staje się bardziej aktywna niż w stanie równowagi. Na te fakty zwracają uwagę między innymi G. Reuter (1990, 1998) wskazujący na dysharmonię poligenyzy starych gleb bielcowych, H.-G. Frede ze współautorami (2002), badający znaczenie gleb w interdyscyplinarnym modelowaniu, S. Jarkov (1961) podkreślający zależności między miąższością i stopniem wykształcenia poziomów eluwialnego oraz iluwialnego gleb bielcowych a stopniem wilgotności i rzeźbą powierzchni Ziemi, a także C. Emmerling i T. Udelhoven (2002) oraz E. Schönhals (1996) zajmujący się zmiennością parametrów jakości gleb i ich skał macierzystych w skali krajobrazu.

2.5. Nazewnictwo i główne procesy rozwoju gleb bielcowych

Gleby bielcowe są szeroko rozpowszechnione na powierzchniach kontynentów o przemywnym (endoperkolatywnym) typie gospodarki wodnej. Ich geneza jest uzależniona od jednego z najbardziej złożonych przyrodniczych systemów procesów geobiochemicznych, nazywanych w polskiej literaturze bielcowaniem, a w światowej „popiołowieniem” (*podzolizing*). Dlatego poznanie i dokładne opisanie powstawania tych gleb jest współcześnie jednym z najbardziej dyskusyjnych i kluczowych problemów, między innymi jako podstawa do poznania przyczyn ich powiązań z licznymi innymi typami gleb w różnych strefach klimatyczno-roślinnych. Temu procesowi przypisuje się nawet pedogeniczne powstawanie rud osadowych w dawnych epokach geologicznych (Strachov 1974; Ginzburg 1956).

Nazwa gleb bielcowych pochodzi od rosyjskiego ludowego określenia *podzol*, składającego się z dwu słów *pod* – pod i *zoła* – popiół. Według V. Dokućajewa (1879) w logicznym znaczeniu tej ludowej nazwy jest to białawy (*bielesyj*) poziom, ubogi w składniki odżywcze, leżący pod warstwą popiołu po wypaleniu lasu. Według tego uczonego (1880) *podzoly* powstawały głównie w lasach, przy udziale roślinności bagiennej i leśnej.

W swoim znakomitym dziele *Teorija podzoloobrazowatielnogo processa* V. Ponomariewa (1964), opierając się na danych V. Dokućajewa (1879) i A. Georgiewskiego (1888) wskazuje, że w ludowym terminie *podzol* zawarte są dwie wiernie wyrażone przez lud cechy jakościowe poziomu bielcowego – jego zewnętrzne, morfologiczne podobieństwo do popiołu i fakt, że poziom ten nigdy nie znajduje się bezpośrednio na powierzchni. Z reguły leży on albo pod warstwą ściółki leśnej albo pod warstwą „ziemi roślinnej”, to znaczy pod poziomem darniowym.

To właśnie A. Georgiewskij (1888) napisał, że poziomy organiczny i bielcowy powstają jednocześnie, w ścisłym genetycznym związku z działaniem na drobne cząstki gliniaste dopływających z poziomu O lub A kwasów próchnicznych, będących najbardziej aktywnym czynnikiem wietrzenia. Intensywność tego działania jest zależna od skały macierzystej, rzeźby, warunków wodnych i wieku substratu.

Koncepcja ta została rozwinięta przez N. Sibirceva (1899) twierdzącego, że część migrujących z poziomu O i/lub A substancji jest wynoszona bezpośrednio do wód gruntowych. Część natomiast, niekiedy dominująca, nagromadza się w poziomie orsztynowym (uważanym dotąd za podglebie) z roztworów soli w postaci otoczek na powierzchni ziarn piasku o niezmiennym składzie oraz w postaci nowych trudniej rozpuszczalnych związków orsztynu cementującego glebę. A. Muir (1961) zwraca uwagę, że w tym samym czasie w zachodniej Europie zainteresowanie gleboznawców skupiało się na dolnej warstwie gleb bielcowych – orsztyynie (Barth 1856; Senft 1862; Müller 1887; Mayer 1904; Ramann 1911; Aarnio 1915).

W tym poziomie akumulują się kwasy próchniczne oraz kationy i aniony wymywane z poziomów zawierających materię organiczną pochodzenia leśnego.

Do polskiej literatury gleboznawczej została wprowadzona na stałe przez S. Miklaszewskiego (1907, 1908, 1930) ludowa nazwa „bielice” dla gleb składających się z „czystej krzemionki”, głównie frakcji od 0,1 do 0,01 mm, ubogich we frakcje ilowe, w najbardziej typowej formie wytworzonych z glin chudych czerwonych.

Do wyjaśnienia natury i mechanizmu bielicowania proponuje się w zasadzie cztery grupy procesów, które w dużym uproszczeniu można sformułować następująco:

- ▶ powstawanie w poziomie organicznym i eluwalnym kompleksów organicznych kwasów oraz wolnej Si z Al i Fe w postaci anionowej i ich transportu pionowego do poziomu iluwialnego (Georgievskij 1888; Aarnio 1915; Rode 1937; Mattson, Boratyński 1938; Aleksandrova 1954; Mortensen 1963; Kaurichev i inni 1963; Sapek 1971);
- ▶ wietrzenie w poziomie E krzemianów, a następnie pionowego transportu kationów Fe, Al i Si w postaci nieorganicznych koloidalnych cząstek do poziomu iluwialnego (Glinka 1932; Farmer 1979);
- ▶ uwalnianie Fe, Si i Mn w okresowo redukcyjnych warunkach w poziomie E i ich pionowego przemieszczania do poziomu iluwialnego w postaci związków z substancjami organicznymi wymywanymi z poziomu organicznego (Jarkov 1954, 1956; Siuta 1963; Tomaszewski 1952, 1964);
- ▶ powstawanie hydrozoli koloidalno-chemicznych pod wpływem CO_2 i wody w poziomie E i ich transportu oraz osadzanie w poziomie B w postaci hydrożeli (Giedrojć 1921), są to sole Si-Al-OH w postaci proto-imogolitu, czy też rozpuszczalnych uwodnionych ferrihydrytów Fe-OH. W tych warunkach na powierzchniach amorficznego materiału adsorbowane są wysoko molekularne cząstki organiczne (Aristovskaya, Zykina 1977; Farmer i inni 1980; Farmer, Fraser 1982; Lumsdon, Farmer 1995; Gustafsson i inni 1995, 1998, 1999; Lundström i inni 2000b).

2.6. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych

W literaturze gleboznawczej można znaleźć wiele charakterystyk białawego poziomu bielicowego (podzół) wyróżnionego przez V. Dokućajeva (1879). Często był on opisywany jako poziom zbity, w najbardziej typowych formach o miąższości 40–50 cm, występujący na terenach moren dennych z opadową gospodarką wodną i okresowymi nadmiarami wód stagnujących (Miklaszewski 1930) lub też sięgający

poniżej 100 cm, bezpośrednio nad trudno przepuszczalnymi glinami i iłami. Budowały go piaski pokrywowe różnego uziarnienia, bogate we frakcje pyłowe, z językowatymi i zaciekowatymi oraz kieszeniopodobnymi, ostro zaznaczonymi przejściami barwy i uziarnienia do gliniastego podłoża (Jarkov 1954).

S. Miklaszewski (1907, 1908, 1922, 1930) na terenach dawnej Polski wyróżnia dwie grupy gleb bielcowych: bielice właściwe z układem czynników decydujących o procesie wyraźnie bielującym skałę macierzystą od początku jej powstania aż do dziś, bez uprzedniego wpływu innych typów procesów glebotwórczych (1930) oraz bielice z cechami innych procesów glebotwórczych – wcześniejszych lub następujących później, po zmianach sekwencji czynników glebotwórczych. Według tego badacza duża część bielicy właściwych, z poziomem eluwalnym o miąższości do 150 cm, składającym się z białego wietrzeniowego krzemionkowego pyłu, powstawała pod lasami z piasków, glin, iłów i lessów. Podłożem tych gleb rzadko jest ciągły iluwalny poziom orsztynowy; zazwyczaj jest on nieciągły, plamisty, językowaty, często oddzielony od poziomu bielcowego brukiem kamienistym. Niekiedy jest to tylko strop odwapnionego, zbitego poziomu wietrzeniowego Bvt, wytworzonego z glin, iłów i lessów, z cechami marmurkowego oglejenia.

Na obszarach występowania moren dennych, o płaskiej, wyrównanej rzeźbie, utrudniającej odpływ wód opadowych i roztopowych, takie niezmeliorowane gleby jeszcze w początku XX w. były według S. Miklaszewskiego (1930) wiosną nasyczone wodami roztopowymi, półpłynne i niedostępne dla człowieka. W okresach suchych łatwo traciły wodę i „kamieniały”, stały się bardzo zbite – przypominały tym opisywany przez G. Smitha (1986) poziom *densipan*, niescementowany, ekstremalnie zbitą poziom eluwalny gleb glejowobielcowych. W zachodniej Grenlandii, jak podaje A. Jahn (1951), upłynnienie gleb jest uzależnione od ich uziarnienia. W piaskach występuje przy wilgotności $\geq 14\%$, a w iłach teras nadmorskich – $\geq 31\%$; w przybliżeniu odpowiada to nasyceniu wodą do wielkości połowej pojemności wodnej (Kowalkowski 1983a). W Siedmiogrodzie wody stagnujące w górnej części profili szarych ziem leśnych i gleb brunatnych wytworzonych z lessów na poziomie Bt według N. Černescu (1943) są główną przyczyną powstania specyficznych intrazonalnych wtórnych bielicy.

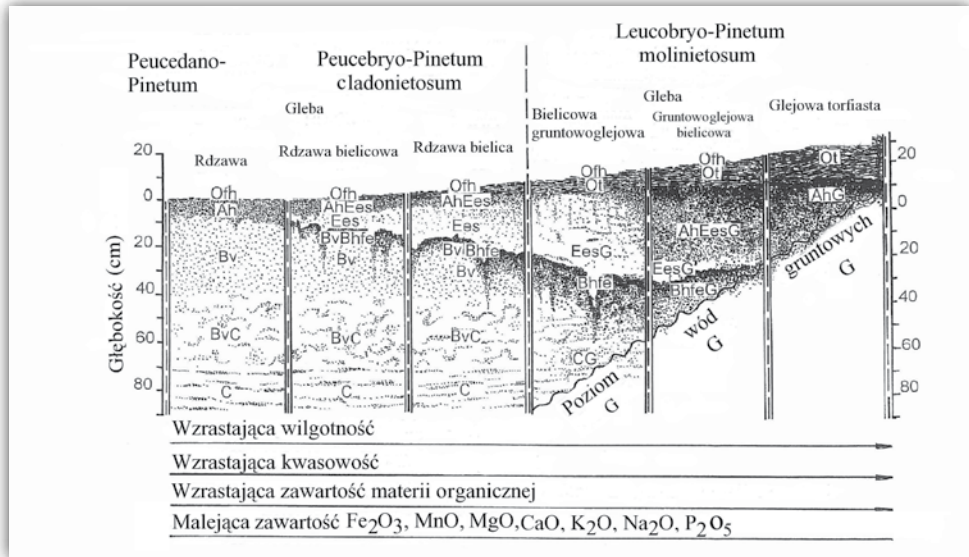
Na wschodnim i zachodnim wybrzeżu Oslofjorden Schüllli ze współautorami (2004) stwierdził nierównopoczątkowe, transgresywne bez nakładania chronosekwencji bielicy (w sensie Jenny'ego, 1941 oraz Vreekena, 1975), wytworzonych z morskich osadów o wieku od 1800 do 11 000 lat. Część tych gleb ma poziomy A–E o stałej miąższości 40 ± 3 cm, których jasny kolor bieleje z wiekiem, nie tylko wskutek rozkładu cząstek ładu, lecz głównie procesów redukcyjnych spowodowanych podtopieniem wodami morskimi. Wymywana z tego poziomu wybielona frakcja ilasta od 4500–5000 lat wnika do poziomu B jasnymi językowatymi zaciekami o stopniu zaawansowania rosnącym z wiekiem gleby. Na zachodnim wybrzeżu

Oslofjorden, według tego samego autora (Schülli i inni 2005), najmłodsza gleba o wieku 2300 lat z poziomem Bv nie ma cech bielicowania. Gleby w wieku 2300 do 3850 lat mają poziomy AhE-Bv, w wieku od 3860 do 4600 lat – poziomy AhE-Bvh-Bvs-Bv. Dopiero pedony w wieku 4600–7800 lat charakteryzuje profil gleb bielicowych z poziomami AhE-Bhes-Bes-Bvs-Bv. Z wiekiem tych gleb zmieniają się stosunki zawartości $Fe_d : Fe_t$ oraz $Fe_o : Fe_d$. Im starsza gleba, tym proporcje $Fe_d : Fe_t$ oraz $Fe_o : Fe_d$ są większe. Podobne spostrzeżenia opisał dla gleb bielicowych środkowej i północnej Europy M. Degórski (2002). Uważa on, że w starych glebach Europy wschodniej (związanych z mezoplejstocenią akumulacją substratu) wysoki udział Fe_d w Fe_t może być wynikiem długotrwałego procesu wietrzenia materiału mineralnego gleby, jak również długiej akumulacji Fe_d , jaka zachodziła w następstwie procesu bielicowania. Udowodnił on również, że w starych glebach bielicowych, powstałych z mezoplejstocenijskich substratów glacialnych przekształconych w środowisku peryglacialnym, wartości Fe_o/Fe_d są największe, najniższe zaś są charakterystyczne dla najmłodszych gleb, co wynika z najmniejszych zawartości krystalicznych form żelaza wśród wszystkich form tego pierwiastka (Degórski 2007c).

W literaturze można znaleźć również opisy młodoholocenijskiej sukcesji rozwojowej gleb bielicowych. Na przykład, charakterystykę sekwencji czasowo transgresyjnej, bez nakładania, z wzrostem miąższości profilu o 0,2–0,3 mm/rok i z pełnym wykształceniem profilu w ciągu 1000–1500 lat stwierdza A. Kuznetsova (2004) w bogatych w składniki odżywcze morskich węglanowych osadach dennych na terenach podnoszonych izostatycznie, odsłanianych spod wód Morza Białego.

Na obszarach środkowej Europy występują także chrono- i toposekwencje różnych typów i podtypów gleb z cechami bielicowania, wytworzonych przeważnie z piasków akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej, zazwyczaj przekształconych w wyniku procesów mrozowych w środowisku peryglacialnym. Rozwój co najmniej części tych gleb przebiegał w dwu lub więcej fazach. Przykład takiego rozwoju opisany został dla obszarów Wzgórz Dalkowskich przez A. Kowalkowskiego (1966) oraz dla Wzgórz Ostrzeszowskich przez A. Kowalkowskiego i G. Nowaka (1968). Na Wzgórzach Ostrzeszowskich w pierwszej fazie, w warunkach klimatu środowiska peryglacialnego schyłku Vistulianu, powstawały tundrowe rdzawe gleby wietrzeniowe z poziomem Bv o cechach procesów mrozowych w lokalizacjach suchszych, czyli gleby klimolitogeniczne z dominacją procesów wietrzenia mrozowego, a w wilgotnych – kriogeniczne tundrowe glejobielice ze znaczącym udziałem czynnika biogenicznego. W drugiej fazie natomiast, głównie w holocenie, na odziedziczone z plejstocenu gleby nałożyły się procesy bielicowania przy dominującym oddziaływaniu tego czynnika (ryc. 2.5).

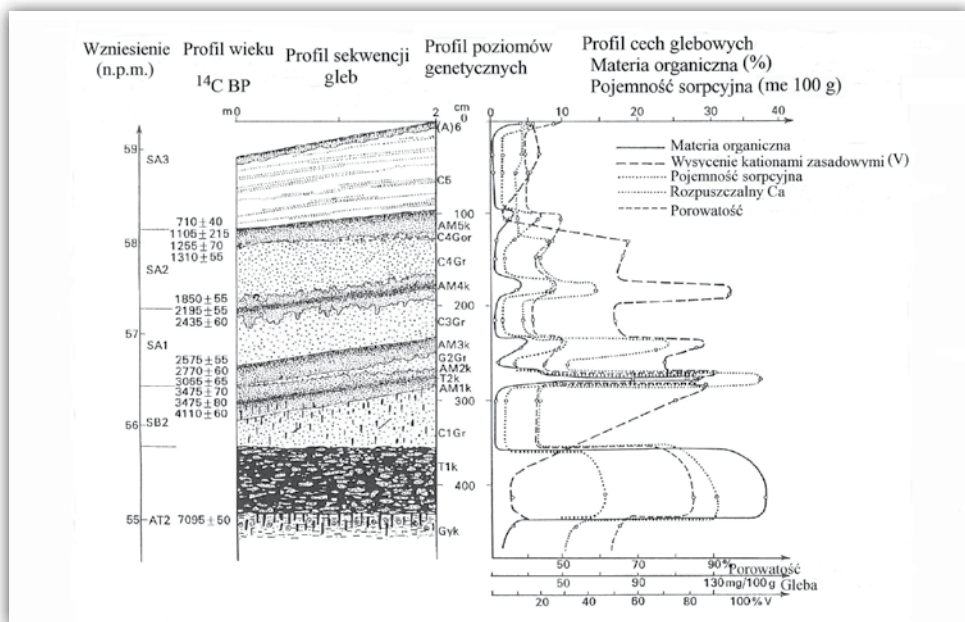
W tych glebach miąższość poziomów Ofh, Oh, AhE, Ees, Bv, Bhfe, Bvt i BvC, zawartość w nich nierozłożonych resztek organicznych, próchnicy i składników mineralnych oraz ich kwasowość zależą od dawnej peryglacialnej i młodszej holocenijskiej



Rycina 2.5. Chronotoposekwencja klimato-biogenicznej samoorganizacji gleb rdzawych, rdzawych bielicowych, bielic glejowych i torfiastoglejowych, następczej peryglacjalno-ekstraperyglacjalnej genezy z nakładaniem, wytworzonych z piasków fluwioglacjalnych, uwarunkowana wilgotnością siedliska z współczesnymi zbiorowiskami leśnymi (wg: Kowalkowski i Nowak 1986)

gospodarki wodnej, od głębokości występowania lustra wód gruntowych z jego sezonowymi wahaniami oraz od stopnia kontynentalizmu klimatu (Kowalkowski, Nowak 1968; Degórski 1985). Orsztyinizacja poziomu Bhfe w tych glebach jest niewielka i na ogół maleje ze wzrostem kontynentalizmu klimatu i związaną z tym malejącą wilgotnością środowiska glebowego. Potwierdziły to, między innymi, badania Z. Prusinkiewicza (1961) na wydmach nadmorskich Bramy Świny. Nie wyklucza to jednak lokalnego pojawiania się cienkiego, nierównego i nieciągłego oraz plamistego poziomu orsztynowego, co stwierdzili także B. Manikowska (1966), A. Tomczak i A. Kowalkowski (1994) oraz M. Degórski (2007c) w podobnych glebach na innych terenach. Intensywność procesu bielcowania zależy od okresowych anaerobioz w poziomie AhE. Nasilenie tych procesów wzrasta wraz z wielkością kapilarnej pojemności wodnej i z malejącą z czasem przepuszczalnością rozwijającego się poziomu iluwalnego. Przeciwnego zdania jest U. Pokojka (1979a), która stwierdza, że proces bielcowania nie wymaga współdziałania procesów redukcyjnych. Ostrożniejszy jest Z. Prusinkiewicz (1961, 1976) twierdząc, że „procesy redukcyjne mogą wspomagać bielcowanie, ale nie są jego warunkiem niezbędnym”.

Na Półwyspie Helskim, w środowisku klimatu morskiego, A. Tomczak i A. Kowalkowski (1994) stwierdzili chronosekwencję transgresywną bez nakładania zawierającą od 4 do 6 młodoholocentrycznych gleb bielicowych i bielic, które z coraz

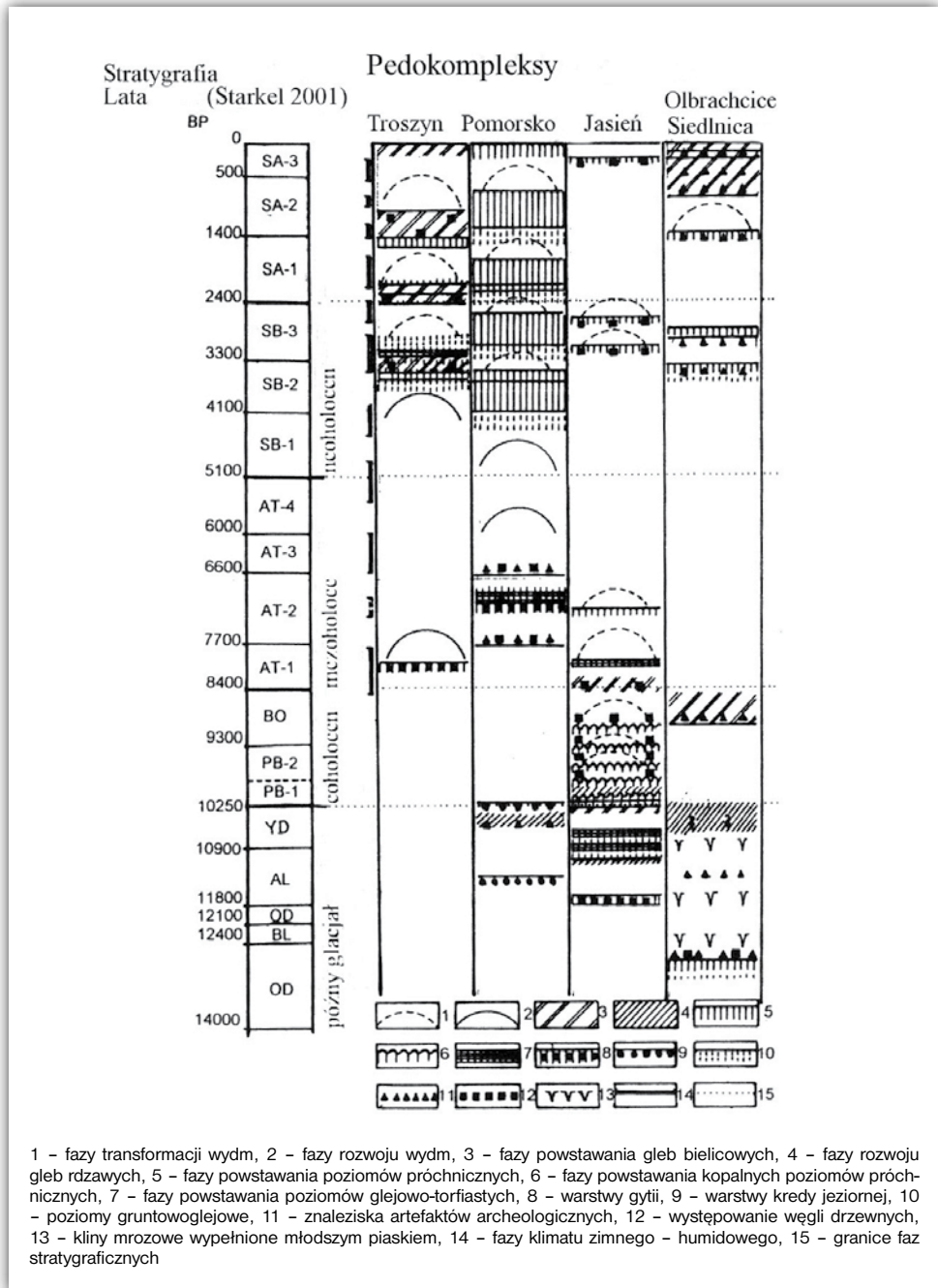


Rycina 2.6. Przykład malejącego natężenia procesu glebotwórczego w mezo- i neholocenie w pedokompleksie gleb murszowatych z pięciu serii piasków eolicznych zakumulowanych na warstwie torfu podścielanej gytią węglanową w Pomorsku, na południowym skraju Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (wg: Kowalkowski 1977a)

młodszy wiek mają malejącą miąższość i intensywność wykształcenia oraz wzrastającą nieciągłość poziomów AhE, Ees i Bhfe. Wiek próchnicy w orsztynowych poziomach Box tych gleb wynosi od BP 1500 ± 50 , 1220 ± 60 , 1170 ± 50 do 930 ± 100 i 550 ± 160 .

Badania A. Kowalkowskiego (2004a) transgresywnych chronosekwencji starych kopalnych i współczesnych młodych gleb rdzawych, rdzawych bielcowych, glejbielic torfiastych i gleb bielcowych w zachodniej Polsce na wydmowych stanowiskach Jasień w Pradolinie Głogowskiej (Kowalkowski 1998d; Kowalkowski i inni 1999), Olbrachcice przy południowej krawędzi Niziny Północnomazowieckiej (Kowalkowski, Mycielska-Dowgiałło 1983), Pomorsko w północnej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (Kowalkowski 1977a,b, 1984a) oraz Troszyn na aluwialnej równinie akumulacyjnej Wybrzeża Trzebiatowskiego (Kowalkowski 1995a) potwierdzają geograficzną prawidłowość słabnięcia natężenia procesu glebotwórczego, które nastąpiło od późnego plejstocenu, a także miało miejsce w holocenie (ryc. 2.6).

Jednocześnie we wskazanej sekwencji stanowisk wzrasta natężenie holocennego procesu bielicowania od południa ku północy (ryc. 2.7). Potwierdzeniem tego są kopalne i reliktove gleby bielicowe i glejbielice żelazisto-próchniczne, powstałe na przełomie subboreału i subatlantyku na starych wałach brzegowych



Rycina 2.7. Związek faz wydymotwórczych i przekształceń pedogenicznych od późnego plejstocenu do neholocenu, na przykładzie badanych dużych odślonięć w zachodniej części Polski (wg: Kowalkowski 1977a, 1983c, 1984a, 1988a, 1995a, 2004a; Kowalkowski i Mycielska-Dowgiałło 1983; Kowalkowski i inni 1999)

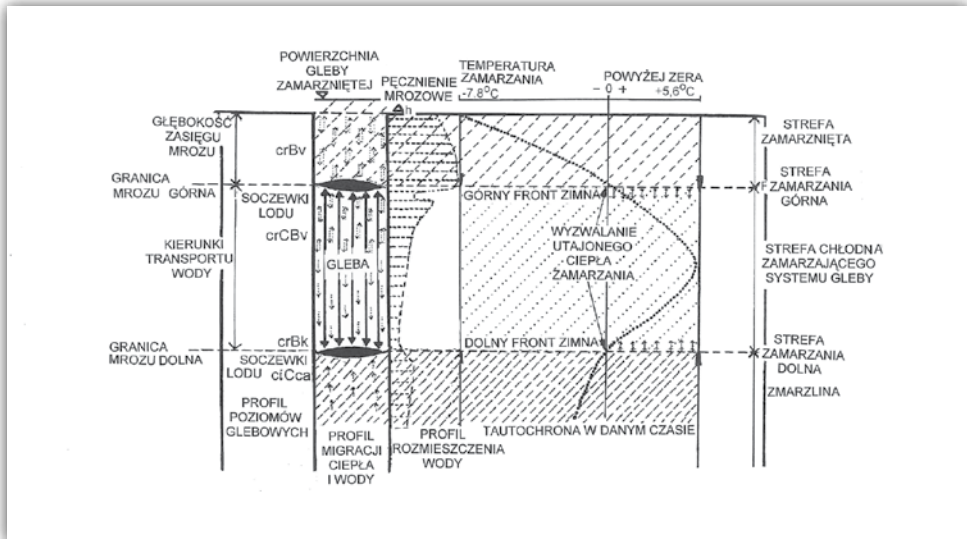
Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej, opisane przez K. Tobolskiego i innych (1997). W. Dzięciołowski (1974a,b) opisuje także stare preborealne glejobielice orsztynowe murszaste i torfiaste oraz bielice próchniczno-żelaziste na południowych obrzeżach tej mierzei. Z. Prusinkiewicz (1961, 1976) stwierdza natomiast, że w północnej Polsce najintensywniejsze bielicowanie wystąpiło na przełomie okresu subborealnego i subatlantyckiego.

Na rozpatrywanych terenach Polski zachodniej w chłodnych i suchszych środowiskach od maksimum Vistulianu do okresu preborealnego istniały warunki sprzyjające rozwojowi gleb rdzawych. Cieplesze i wilgotniejsze okresy od maksimum Vistulianu do okresu preborealnego, a następnie w holocenie do czasów współczesnych okresy chłodniejsze i wilgotniejsze tworzyły warunki rozwojowe gleb bielicowych (ryc. 2.2, 2.3). Serie litogenicznych, słabo rozwiniętych paluszkowych poziomów próchnicznych z fragmentarycznymi wybieleniami są natomiast holocenijskie i głównie związane z bezpośrednią obecnością człowieka i z pożarami lasów. Te czynniki naruszały topostabilność powierzchni Ziemi i powodowały denudację oraz ługowanie gleb, niezależnie od warunków klimatycznych (ryc. 2.3, 2.6).

Trzeba jednak zauważyć, że w literaturze przedmiotu znajdują się opisy gleb rdzawych bez cech środowiska peryglacjalnego, które powstały w początkowych okresach holocenu. W Polsce gleby takie, związane nie tylko z późnym Vistulianem, ale również z chłodnymi okresami początku holocenu (preborealnym i borealnym), występujące w stanie kopalnym opisali: na obszarze sandru Wdy R. Bednarek (1991), w Basenie Warszawskim K. Konecka-Betley (1991), a w odkrywkach Bełchatowa i Szynekłowa – B. Manikowska i R. Bednarek (1994). Według E. Janowskiej (2001) poziomy Bv tych kopalnych gleb nie zachowały morfologicznych cech reliktowych środowiska ich powstania, nie mają więc wartości diagnostycznej dla gleb rdzawych.

W środkowej Szwecji, na północnym stoku granitowego masywu górskiego Västerskutan wraz ze wzrostem wysokości od 420 do 1190 m n.p.m. i rosnącą wilgotnością środowiska gleb, zwiększa się miąższość poziomów O i Ees. Maleje natomiast miąższość poziomów Bhfe nałożonych na stropową część poziomów Bv w profilach kateny górskich gleb rdzawych bielicowych tajgi północnej oraz poziomów Bhfeg kamienistych, tundrowych gleb glejobielicowych, często torfiastych z tiksotropią w poziomie Eesg na terasach krioplanacyjnych, z licznymi na nich płytkimi, zatorfiającymi się zbiornikami wód roztopowych i opadowych (Kowalkowski 1998a; Kowalkowski, Kocoń 1998).

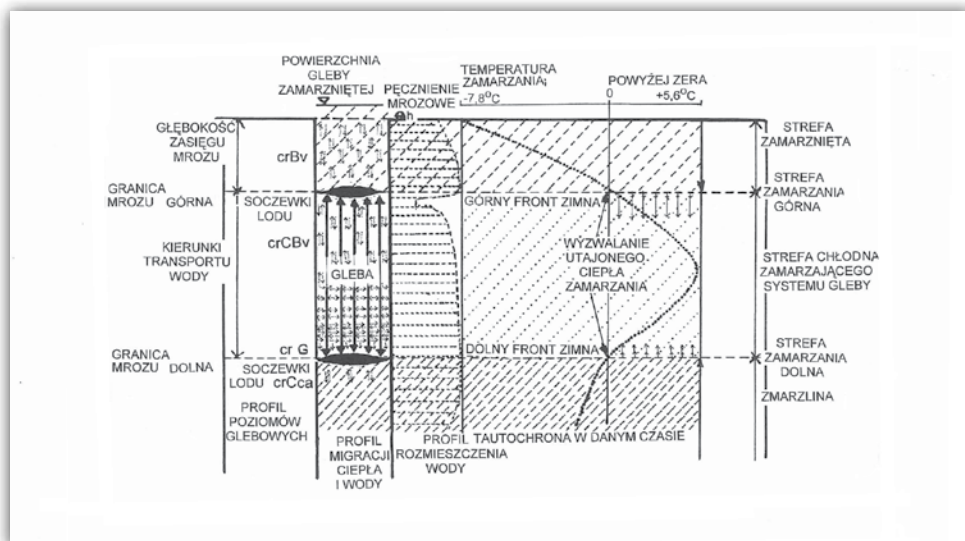
V. Targuljan (1971) w tundrach, lasotundrach i północnotajgowych krajobrazach środkowej i wschodniej Syberii wyróżnia cztery podstawowe grupy zmarzlinowych typów gleb: endoperkolatywne podbury z brunatnym morfologicznie, niebielicowanym profilem i związane z nimi gleby bielicowe iluwialno-próchnicz-



Rycina 2.8. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacjalnym nad zmarzliną ubogą w lód z powstawaniem poziomu rdzawego (Bv) w stropie warstwy czynnej zmarzliny i poziomu krioiluwalnego (Bkfe) w jej spągu, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i łu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

no-żelaziste oraz amfi- i periperkolatywne gleby glejowe-bielicowe i bielcowo-glejowe ze stagnoopadową gospodarką wodną i zmarzliną na głębokości około 1 m, a także periperkolatywne gleby glejowe z poziomem zmarzliny na głębokości od 0,4 do 1,0 m.

Można zatem przyjąć, że także w Europie Środkowej zmarzlinowe gleby glejobielicowe i bielcowo-glejowe w okresie wegetacyjnym w środowisku peryglacjalnym były co najmniej częściowo nasycone wodami opadowego i roztopowego pochodzenia, podpartymi nieprzepuszczalną tak zwaną mokrą zmarzliną. Wody te przemieszczały się grawitacyjnie w kierunkach bocznych, nawet na obszarach równin zbudowanych z moren dennych, o niewielkich nachyleniach powierzchni, często w sieciach klinów mrozowych. W rozpylnym i wybielonym przez procesy mrozowe materiale mineralnym gleb nasyconych wodami w warstwie czynnej zmarzliny, przebiegały procesy eluwialne bez rozkładu minerałów ilastych i bez powstawania poziomu iluwalnego lub z jego często słabym, plamistym wykształceniem, nieadekwatnym ilościowo i jakościowo do warstwy wybielonej. Nader znaczące jest stwierdzenie przez V. Targuljana (1971) migracji faz ciekłej i stałej w kriogenicznych poziomach glejowych podczas tajania i zamarzania warstwy czynnej zmarzliny wskutek powstających bezpośrednio nad zmarzliną ciśnień w kierunkach pionowych i bocznych. Ostatecznym efektem tych procesów jest



Rycina 2.9. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacjalnym nad zmarzliną bogatą w lód, z powstawaniem poziomu pyłowego wybielonego nad wieloletnią zmarzliną, fragmentarycznym poziomem orsztynowo-iluwalnym i ciśnieniowymi krioturbacjami bezpośrednio nad wieloletnią zmarzliną, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i iltu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

mrozowa mechaniczna homogenizacja profilu glebowego na całej jego miąższości nadzmarzlinowej lub powstanie struktur krioiluwalnych. W warunkach suchszej tundry i lasotundry poziom glebowy Bv w zasięgu czynnej zmarzliny uzyskuje równomierne żółtobrunatne zabarwienie (Kopp 1969; Kopp, Jäger 1972; Kowalkowski 1973; 1977a; Ehwald 1978; Schlaak 1997, 1998, 1999; Manikowska 1999, Altermann i inni 2008).

Przy stabilizacji stopnia nasycenia wodą w profilu gleb zmarzlinowych podczas lata i jesieni rozwija się konwekcyjny obieg zawieszin glebowych od cieplejszej, przypowierzchniowej części do zimnej nadzmarzlinowej części gleby, z mrozową retynizacją (łac. *retinere* – zatrzymywać) zawieszonych i rozpuszczonych w roztworach substancji organicznych i mineralnych (Targuljan 1971). W ten sposób nad zmarzliną i w jej stropie powstaje kontaktowy poziom krioiluwalny Bk (Kowalkowski i inni 1981; Kowalkowski 1973, 2006). Ten poziom, z wyraźnymi cechami segregacji mrozowej, przeważnie jednak nie jest związany z profilem bezpośrednio nad nim znajdującej się gleby bielicowej. Schematy powstawania profili przekształceń mrozowych i profili poziomów glebowych w warunkach dwu frontów zamrażania – ze zmarzliną wieloletnią suchą i zmarzliną mokrą – przedstawiają ryciny 2.8 i 2.9.

W profilach podburów i gleb bielcowych eluwalno-próchniczno-żelazistych, infiltrujące z wodami opadowymi, zdyspergowane frakcje ilaste i drobnego pyłu bez rozkładu i wybielenia są osadzone w poziomie Bvt, na górnych powierzchniach ziarn piasku grubego i odłamków skalnych w postaci brunatnych do żółtobrunatnych, silnie związanych soczewkowatych lamin i błonek oraz warstw (tak zwane czapeczki) grubości od 0,1 do 40 mm, będących indykatorami klimatu zimnego środowiska peryglacjalnego. W przypadku akumulacji cząstek ilastych w formie ciągłej warstwy nad wieloletnią zmarzliną powstaje zbity i trudnoprzepuszczalny poziom *fragipan* (FitzPatrick 1956, 1974; Van Vliet, Langohr 1979; Langohr, Vermeire 1982; Payton 1992; Konecka-Betley, Janowska 1995; Kühn 2004).

2.7. Identyfikacja cech środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych w profilu gleb bielcowych

Profile współczesnych paleokriogenicznych gleb bielcowych w środkowej i północnej Europie mają reliktowe cechy serii peryglacjalnych stref przekształceń mrozowych. Te wielowarstwowe gleby powstały w środowisku peryglacjalnym schyłkowej fazy Vistulianu (Kopp 1955, 1965, 1969), a także w środowiskach peryglacjalnych holocenijskiej recesji lądolodu skandynawskiego (Makejev 1975; Kowalkowski 1973, 1988b,c, 1997, 2001b; Kowalkowski, Degórski 2005; Altermann i inni 2008). Poziom iluwalny tych gleb często jest nałożony na stropową część poziomu wietrzenia mrozowego Bvt w stropowej części odwapnionych osadów gliniastych, leżących bezpośrednio pod piaskami pokrywowymi (Kowalkowski 1979, 2004b; Kühn 2004).

Porowaty poziom Bv o luźnym złożeniu ma pylaste uziarnienie i równomierne zabarwienie żółtobrunatne do brunatnego. Są to cechy charakterystyczne dla kriosoli brunatnych wytworzonych z suchych piasków różnej genezy (Schlaak 1993, 1997, 1998, 1999) i kriosoli parabrnatnych wytworzonych z lessów oraz piasków pokrywowych na glinach morenowych (Van Vliet-Lanoe 1990; Jäger, Kopp 2004). W gleboznawstwie polskim jest on określany jako kriogeniczny wietrzeniowy poziom rdzawy, w systemie poziomów diagnostycznych – *sideric* (*Klasyfikacja gleb leśnych Polski* 2000). Przez geografów gleb innych państw opisywany był natomiast jako kopalny brunatny wietrzeniowy poziom Bv nazwany *Finowboden* przez N. Schlaaka (1993, 1997, 1998, 1999), datowany na przełom allerödu i młodszego dryasu na dużych obszarach środkowej Europy lub kriogeniczny poziom brunatny *podburów* wyróżnionych przez V.O. Targuljana (1971) we współcześnie zimnych, humidowych regionach Rosji, odpowiadających intrazonalnym

subarktycznym brunatnym glebom leśnym na Alasce, wyróżnionym przez C. Kelloga i I. Nygarda (1951). Również J.C.F. Tedrow i D.E. Hill (1977) oraz F.C. Ugolini i R.S. Sletten (1988) wyróżniają w terenach polarnych mrozowe gleby brunatne. Z. Klimowicz i inni (2008) opisują w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) duże zasięgi mrozowych gleb brunatnych z poziomem Bv, czyli wietrzeniowym.

W podmokłych glebach glejowych nadzmarzlinowa iluwialna akumulacja substancji ma według V. Targuljana (1971) charakter mechaniczny, z zachowaniem ich potencjalnie dużej zdolności migracji, aktywizującej się każdorazowo po kolejnym obniżeniu stropu zmarzliny. W mniej wilgotnych warunkach, pod wpływem konwekcyjnej migracji roztworów glebowych w nadzmarzlinowej warstwie następuje na powierzchniach cząstek mineralno-iluwialna koagulacja substancji organicznej i związków mineralnych pochodzących z górnej części profilu glebowego (Karavajeva, Targuljan 1960, 1963; Ivanova 1965; Karavajeva 1969; Targuljan 1971). W procesie tym współdziałają procesy segregacji mrozowej związane z dobowymi amplitudami temperatury (Müller 1965a,b; Catt 1985). W okresowo nasyconym wodą materiale glebowym nad zmarzliną powstaje na głębokości 0,5–1,8 m trwałe podpowierzchniowy diagnostyczny krioiluwialny poziom kontaktowy o miąższości od 10 do 30 cm, którego geneza zazwyczaj jest powiązana z procesami mrozowej segregacji (Kowalkowski 1983a,b). Na ogół ten poziom przebiega równolegle do powierzchni ziemi, często jednak ma przebieg girlandowy, z klinami mrozowymi wypełnionymi wybieloną zwietrzeliną pylastą, głęboko sięgającymi w uwarstwione podłoże zawierające węglany. Dolna granica tego poziomu wzbogacona w procesie segregacji mrozowej, zazwyczaj w żwiru i kamienie, jest ostra i nierówna. Górna jego część, wzbogacona w drobnoziarnisty materiał przez segregację mrozową, ma wyraźne i stopniowe przejście do wyżej leżącego poziomu glebowego.

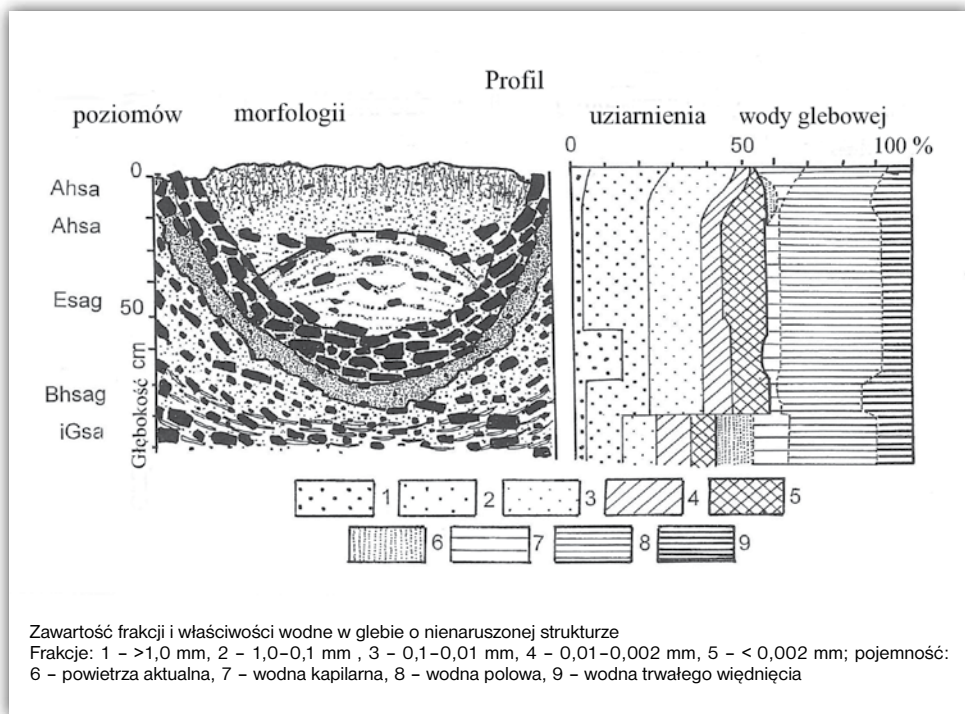
Drugim ważnym wskaźnikiem wilgotności aktywnego środowiska peryglacialnego z przemysłową gospodarką wodną i agradującą się zmarzliną jest również podpowierzchniowy, wcześniej już wspomniany poziom glebowy nazywany *fragipan* (Smith 1965, 1986). Występuje na różnych kontynentach na głębokości od około 20 do 80 cm (Tavernier, Smith 1957; FitzPatrick 1956, 1974; Van Vliet, Langohr 1979, 1981; Langohr, Van Vliet 1981; Langohr, Vermeire 1982; Smalley, Davin 1982; Langohr 1983; Payton 1992; Kowalkowski, Degórski 2005) i zazwyczaj powstaje w środowisku peryglacialnym w obrębie poziomów diagnostycznych *argillic* i *sideric*, niekiedy także w dolnej części poziomów *cambic* i *spodic*. Rozwija się albo w dolnej części warstwy czynnej zmarzliny, bezpośrednio w stropie wieloletniej zmarzliny lub pod frontem górnym zamarzania, podczas periodycznego narastania soczew i płytek lodu z migrujących wód glebowych, opadających lub wznoszących się zgodnie z kierunkami cyrkulacji termicznej, unoszących ze sobą mineralne koloidy i drobny pył do dolnego lub górnego frontu zamarzania (ryc. 2.8,

2.9). W środowisku kriogenicznym poziom ten jest wzbogacony w wietrzeniowe frakcje pyłowe i ilaste o składzie minerałów pierwotnych, głównie kwarcu, z niewielką akumulacją próchnicy iluwialnej. Wskutek cyklicznych zmian wilgotności i objętości uzyskuje strukturę grubopryzmatyczną, kolumnową lub blokową, niekiedy płytkową; agregaty stają się po wyschnięciu bardzo twarde (Davey 1978; Langohr, Van Vliet 1981; Gugalinskaja 1982; Langohr 1983; Manikowska 1985a; Kowalkowski 2006).

W poziomie bielcowym natomiast, przy wilgotności nieprzekraczającej pełnej kapilarnej pojemności wodnej, według N. Kačinskigo (1927) powstaje płytkowata struktura kriogeniczna, która w warunkach nadmiernego uwilgotnienia zanika; potwierdzają to T. Žestkova (1982) i L. Gugalinskaja (1982). W stanie zamrożonym bielice gliniaste w poziomie B pod poziomem bielcowym mają strukturę siatkowato-warstwową, po odtajaniu przechodzącą w orzechowato-płytkowatą bądź drobnowarstwową listkowatą i płytkowatą. Na ściankach agregatów o przełamie muszlowym zazwyczaj występują ziarna białej krzemionki, tak zwanej osypki krzemionkowej.

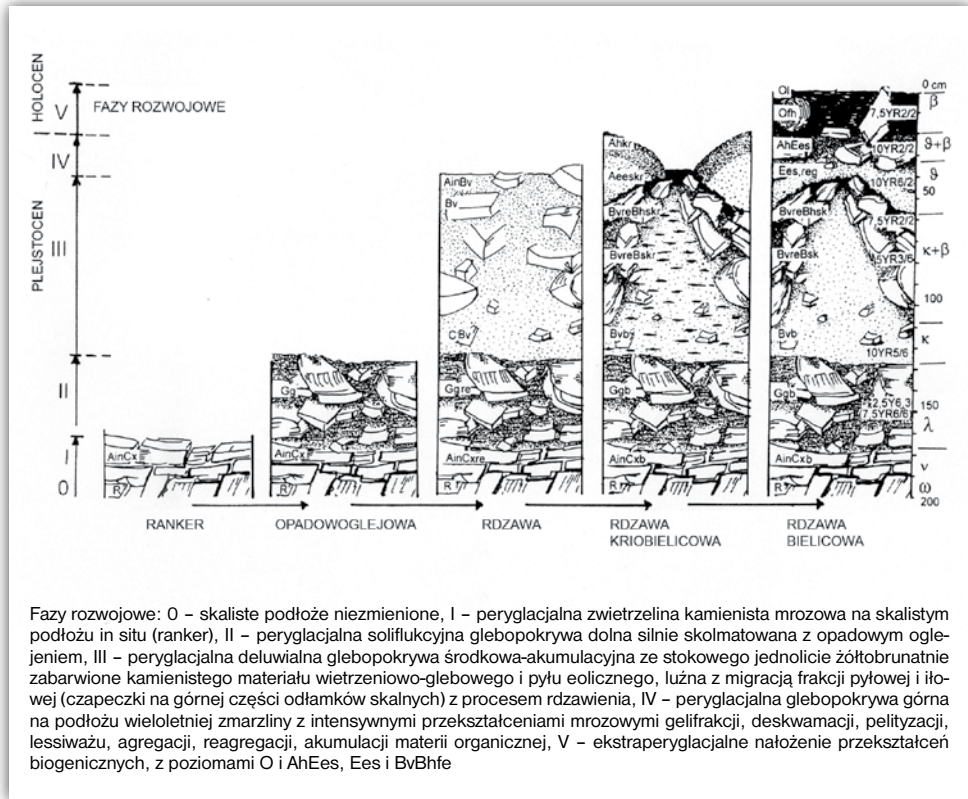
Kopalne tundrowe gleby próchniczne ze środkowego plenivistulianu na terenach Wzniesień Łódzkich mają cechy mrozowej segregacji i procesów redukcyjnych w postaci struktur komórkowych złożonych z mezo- i mikroagregatów o ciemnym zabarwieniu ścianek z białymi otoczkami oraz drobnoziarnistą nieciągłą warstwę związłą o cechach poziomu *fragipan* (Manikowska 1969, 1999). W poziomie Bv kopalnej gleby tundrowej z dolnego plenivistulianu B. Manikowska (1999) zaobserwowała struktury soczewkowato-komórkowe z białymi ziarnami w szczelinach między wydłużonymi poziomo, ciemnymi agregatami. Według P. Haesaerts (1983) w kopalnych tundrowych glebach glejowych wytworzonych na terenach Belgii z górnoplejstocenijskich lessów występuje jasnoszary poziom o miąższości od 0,1 do 0,5 m. Pod nim znajduje się poziom Bv, brunatnożółty, wzbogacony w Fe. Poziom szary ma dobrze rozwiniętą strukturę płytkową, nagle przechodzącą w grubosubangularną blokową strukturę w poziomie Bv, zazwyczaj z otoczkami Fe. Te struktury powstały w środowisku peryglacjalnym wskutek powolnego, wielokrotnego wzrostu soczewek lodu w stropie wieloletniej zmarzliny, w której ten badacz stwierdza także 9 generacji następujących po sobie wieloboków szczelin mrozowych. Zatem mrozowe struktury agregatowe i wybielone ziarna na powierzchni ich ścianek oraz zbity poziom *fragipan* są charakterystyczne zarówno dla gleb współczesnych tundr, jak i tundrowych gleb kopalnych oaz reliktowych potundrowych na znacznych terenach centralnej, wschodniej i północnej Europy.

Na przekształconych przez procesy peryglacjalne równinnych postperyglacjalnych obszarach Europy i Azji bardzo silne wybielenie poziomu bielcowego starych bieliec mogło być rezultatem intensywnych procesów redukcyjnych, także w poziomie tiksotropowym gleb zmarzlinowych, we współczesnych środowiskach



Rycina 2.10. Profile morfologii poziomów genetycznych, uziarnienia i warunków wodnych we współcześnie aktywnym zmarzlinowym sołnczaku darniowo-łąkowym, wytworzonym z kriogenicznej zwietrzliny bazaltowej z procesami segregacji mrozowej, tiksotropowym i krioiluwalnym nad płytką wieloletnią zmarzliną wyspową (wg: Kowalkowski 1983)

pustyni i tundry arktycznych i antarktycznych, tajgi i chłodnego stepu, w zasięgu wieloletniej zmarzliny w środowiskach kwaśnych i zasadowych (Karavajeva 1969; Gravis 1974; MacKay i inni 1976; Nogina 1984; Kowalkowski 1983a,b, 1988a,b; Blume i inni 1979, 1997, 1998) – rycina 2.10. W subantarktycznej tundrze oraz w pustyniach antarktycznych subpolarnych i polarnych, bielice mrozowe występują w bardzo zróżnicowanych warunkach klimatycznych ze średnimi rocznymi sumami opadów od 180 do 1400 mm oraz średnią roczną temperaturą od $-9,3$ do $+4,7^{\circ}\text{C}$ (Blume i inni 1998). Rozwój tych kriogleb jest uzależniony od płytkiego, do 1 m, występowania nieprzepuszczalnej wieloletniej zmarzliny, często z poziomem tiksotropowym nad zmarzliną i aktywnymi krioturbacjami oraz krio-segregacjami w mineralnym materiale glebowym. Ze względu na specyficzną genezę znajdujący się w stropie zmarzliny, zbity poziom iluwalny takich gleb, z cechami segregacji mrozowej, wzbogacony we frakcje drobnego pyłu i iłu oraz próchnicę, nazwany został poziomem kontaktowym krioiluwalnym kBfe lub kBhfe, zależnie



Rycina 2.11. Plejstoceńsko-holocenska chronosekwencja transgresyjna bez nakładania pięciu faz rozwoju glebopokryw w pedokompleksie: ranker → opadowoglejowa → rdzawa → rdzawa kriobielicowa → rdzawa bielcowa na wysokiej terasie krioplanacyjnej w Górach Świętokrzyskich (Kowalkowski 2004b)

od składu chemicznego zakumulowanych w nim substancji i związków (Kowalkowski 1983a, 1988b).

Bardziej skomplikowana jest geneza gleb bielcowych w terenach górskich, podgórskich i wyżynnych, o urozmaiconej rzeźbie (Schilling, Wiefel 1962; Schwanecke 1970; Altermann i inni 1977; Sauer 2002; Kowalkowski, Degórski 2005). W takich obszarach na stokach w środowisku peryglacialnym Vistulianu powstały w kilku fazach denudacyjnych wyżej leżące gleby ogłowione i niżej leżące nadbudowane serie warstw nałożonych na siebie deluwialnych materiałów glebowych nazwanych glebopokrywami. Wśród nich najmłodszy człon tworzy glebopokrywa bielcowa, która miała inicjację na przełomie plejstocenu i holocenu (Kowalkowski 1992, 1998c, 2001a). Złożona wielofazowa, lito-pedogenetyczna warstwowa budowa tych gleb została schematycznie przedstawiona na rycinach 2.11 i 2.12.

*Dalsza część książki dostępna w wersji
pełnej.*

