

BARBARA MANIKOWSKA*

Łódź

EWOLUCJA POSTWARCIAŃSKIEGO ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWEGO W KOCHANOWIE (POLSKA ŚRODKOWA)

Z a r y s t r e ś c i

Opisano osady wypełniające zagłębienie utworzone w czasie deglacjacji lądolodu stadiu Warty. Zagłębienie jest podłużną ekstraglacjalną formą z przegłębieniem po wytopionym martwym lodzie, w którym powstało jezioro. Analizowano osady, które wypełniły nieckę jeziorną i uchodzącą do niej boczną, suchą dolinę. W obrębie wypełnienia wydzielono siedem jednostek stratygraficznych, według składu granulometrycznego, mineralogicznego i chemicznego oraz cech obróbki mechanicznej osadów. Na podstawie pozycji stratygraficznej, charakteru szczątków malakofauny, cech genetycznych sedymentów i ich porównania z osadami datowanymi metodą radiowęglową w innych stanowiskach w regionie, określono wiek poszczególnych części osadów wypełniających zagłębienie.

W interglacjale eemskim jezioro miało kilkanaście metrów głębokości i zapełniało się (I) gytia wapienną, a następnie (II) kredą jeziorną. W obrębie formacji vistuliańskiej wydzielono (III) piaszczysto-żwirowy osad litoralny, (IV) osad stokowy drobnoziarnisty, piaszczysto-mułowy, (V) osad stokowy gruboziarnisty, (VI) eoliczny osad pokrywowy, piaszczyty i piaszczysto-pylasty i wreszcie wyróżniono (VII) osad deluwialny. Jezioro zaniknęło całkowicie w plenivistulianie górnym (ok. 20–15 ka BP). Stwierdzono dwuetapowość rozwoju zjawisk peryglacjalnych, która jest podstawą koncepcji dwucykliczności ewolucji środowiska w vistulianie w Polsce środkowej.

WPROWADZENIE

Istnieje duża różnorodność sedymentów wypełniających zagłębienia bezodpływowe utworzone w czasie deglacjacji lądolodu warciańskiego. Sedymenty są pochodzenia jeziornego, błotnego, stokowego, eolicznego i występują w różnych odmianach facjalnych, sekwencjach i proporcjach ilościowych. Niektóre baseny na terenie Polski środkowej zawierają w częściach centralnych osady sięgające 20 m grubości, inne mimo znacznych rozmiarów, pozbawione są wypełnień niemal zupełnie. Chociaż baseny stanowią układy zamknięte, to jednak w miejscach interwencji procesów stokowych, wód płynących, czy falujących lub też wiatru istnieją luki stratygraficzne, często trudne do identyfikacji. W rozpoznanych w Polsce środkowej przypadkach, każde zagłębienie prezentowało odmienne wypełnienie i różny wiek horyzontów granicznych. Nie istnieje jeden model przebiegu zapełniania zagłębi bezodpływowych w regionie i dlatego zapewne zawarte w nich osady, tak wydawałoby się cenne dla pełnego rozpoznania zdarzeń sedymentologicznych, nie stały się dotąd podstawą konstrukcji regionalnego schematu stratygraficznego.

* Zakład Gleboznawstwa i Paleopedologii Uniwersytetu Łódzkiego, 91-735 Łódź, ul. Źródłowa 47

Osady wypełniające formę wklęsłą w Kochanowie były przedmiotem badań w latach 60-tych (MANIKOWSKA, 1966). W latach następnych wykonano uzupełniające badania terenowe oraz opracowania laboratoryjne – granulometrię, morfoskopię, skład mineralogiczny i chemiczny osadów. Minerale ciężkie zostały oznaczone przez dr K. RADLICZA z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, zaś szczątki kostne fauny przez prof. M. URBANOWICZ z Uniwersytetu Łódzkiego. Z upływem lat zagadnienia chronostratygraficzne stawały się coraz jaśniejsze dzięki postępowi badań w regionie i datowaniom radiowęglowym. Mimo, że z powodu braku odpowiednich osadów organicznych nie ma datowań bezwzględnych dla Kochanowa, interpretacja chronostratygraficzna jest tu możliwa w oparciu o charakterystyczne osady, które zostały wydатовane gdzie indziej. Cennym wkładem stała się analiza malakofaunistyczna kredy jeziornej w Kochanowie przeprowadzona przez prof. S. W. ALEXANDROWICZA z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Jest ona przedmiotem oddzielnej notatki w tym tomie (ALEXANDROWICZ, 1997).

Teren Kochanowa położony jest około 45 km na wschód od Łodzi, w strefie zasięgu lądolodu stadiału warty, zlodowacenia środkowopolskiego. Linia maksymalnego zasięgu tego lądolodu oddalona jest na południe o zaledwie kilkanaście kilometrów. Teren należy do regionu zwanego Wysoczyzną Skierniewicką. Badacze rzeźby glacialnej (KLAJNERT, 1978; KŁATKOWA, 1972) są zdania, że cały obszar tej wysoczyzny ukształtowany został w wyniku arealnego zaniku lądolodu i dominują na nim formy glacialne związane z tego typu deglacją – kemy, ozy, moreny denne, małe sandry, rynny, doliny ekstraglacialne, nie zaś moreny formowane podczas wielu recesyjnych faz postojowych lądolodu, jak sądzono wcześniej.

Zagłębienie bezodpływowe w Kochanowie (fot. 1, rys. 1) stanowi część podłużnej formy wklęsłej, wciętej w wysoczyznę glacialną. Nawiązuje ona do doliny rzeki Rawki, która spływa z wysoczyzny ku północy, do Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej i uchodzi do Bzury. Forma ma charakter, krótkiej, szerokiej doliny składającej się z (1) części górnej, rozwidlonej w kilka zatok i dolinek nieckowatych, zbiegających się na szerokim dnie, (2) z części środkowej, stanowiącej rozległy basen z dwoma płytkimi przegłębieniami oraz (3) z części dolnej, najdłuższej, oddzielonej niskim progiem od części środkowej, a będącej doliną o płaskim, szerokim dnie odwadnianym przez nikły strumień. Część środkowa jest dawnym zbiornikiem jeziornym, do którego uchodzą boczne dolinki o okresowym odpływie.

Forma powstała w środowisku glacialnym jako krótka dolina wyerodowana przez wodę wypływającą z zanikającego lodu lodowcowego. W podłożu istniała zagrzebana bryła martwego lodu, który wytopiwszy się spowodował powstanie kilkunastometrowego przegłębienia i niewielkiego jeziora w dnie doliny. Żywy krajobraz glacialny o charakterze erozyjno-jeziornym ewoluował w interglacjale eemskim i w peryglacialnym okresie vistulianu.

Ewolucja ta będzie przedmiotem opisu w oparciu o analizę osadów występujących głównie w strefie brzeżnej zbiornika bezodpływowego i w jednej z uchodzących do niego suchych dolinek nieckowatych. Tu bowiem stwierdzono najbogatszy zestaw sedymentów odzwierciedlających przemiany środowiska.

STRATYGRAFIA

Wypełnienie zagłębienia w strefie wschodniego brzegu zbiornika bezodpływowego i w dolnej partii nieckowatej dolinki (rys. 2 i 3) stanowi formację składającą się z następujących osadów:

- I. Gytia wapienna – drobnoziarnisty piasek i muł z obfitym detrytusem roślinnym i domieszką węglanów oraz leżący wyżej muł węglanowy z wkładkami ilastymi, z nieznaczoną domieszką substancji humusowej i makroszczątkami roślinnymi, w części górnej ze sporadycznymi skorupkami mięczaków; wyściela całe dno basenu, nie sięga jednak do płytkich zatok; maksymalna grubość – 10 m.
- II. Kreda jeziorna – osad węglanowy rozpostarty na całym dnie jeziora, sięgający szerzej niż gytia i wkraczający do zatok; bardzo liczne szczątki malakofauny a także kości, prawdopodobnie żółwia; stwierdzony brak zawartości pyłku roślinnego; grubość maksymalna – 1,5 m (fot. 2, rys. 4).
- III. Osad litoralny – białawy piasek ze smugami próchnicy i rozproszonymi makroszczątkami roślinnymi, niewyraźnie, równolegle warstwowany; brak go w części centralnej, występuje natomiast w strefie brzeżnej jeziora, gdzie spoczywa na kredzie, której powierzchnia jest lekko zerodowana; w strefie przejściowej bocznej doliny całkowicie uprzątnięty przez erozję; osad powstał w strefie intensywnego falowania i rozmywania brzegu jeziora opianowanego przez roślinność; blisko strome go stoku wysoczyzny glacialnej osad jest różnoziarnisty, z rozsianymi dużymi głazami i zwieńczony warstwą humusową o charakterze glebowym (rys. 5).
- IV. Osad stokowy drobnoziarnisty – naprzemianległe warstwy piasku i mułu osadzone na skutek okresowego spływu wód powierzchniowych; część sedymentu akumulowana była w wodzie stojącej (płytkie jeziora, okresowe rozlewiska rzeczne) a część jako osad wód płynących; w dolnej części cienkie smugi humusowe; w obrębie dna zbiornika osad ma zaledwie kilkadziesiąt centymetrów grubości, w bocznych dolinach osiąga miąższość 3 m i spoczywa na wyraźnej powierzchni ścięcia, zaznaczonej obecnością bruku erozyjnego.

- V. Osad stokowy gruboziarnisty – piasek ze żwirem i głazami tworzący ciągły płaszcz na całej powierzchni, albo w postaci bruku pojedynczych kamieni, albo warstwy grubości około 0,5 m, różnoziarnistej, nieprzesortowanej, wzbogaconej w żelazo, o charakterze pokrywy kongeliflukcyjnej; w dnie bocznej doliny przekształca się on w osad fluwialny miąższości do 1 m, piaszczysty, z zawartością składników żwirowych, rozsegregowany przez wodę płynącą, utworzony na skutek skoncentrowanego spływu wód okresowych.
- VI. Piasek eoliczny pokrywowy – cała powierzchnia, łącznie z otaczającą wysoczyzną, powleczone jest pokrywą piaszczystą o grubości do 1,5 m; dolna jej część jest dobrze wysegregowanym, równolegle laminowanym piaskiem średnio- i drobnoziarnistym (VIa), w części górnej jest znaczna domieszka pyłu, zwykle do około 0,5 m głębokości (VIb); często pył tworzy niewielkie „kieszenie”; granica między pokrywą piaszczystą i pylastą jest zwykle zatarta przez holocénskie procesy glebotwórcze, chociaż czasem rozdzielność pokryw jest wyraźna; utwór pokrywowy ma cechy osadu eolicznego akumulowanego subaeralnie, czasem w płytkiej wodzie powierzchniowej; pył dostarczany był przez wiatr z zawieszenia, grubszy piasek transportowany drogą saltacji i wleczenia.
- VII. Osad deluwialny – akumulowany w najniższych częściach obniżeń materiał różnoziarnisty z przewagą drobnego, z domieszką humusu, nagromadzony częściowo na skutek przyczyn antropogenicznych; osiąga grubość 1,5 m; w miejscach wyżej położonych przechodzi w poziom próchniczny gleby powierzchniowej.

LITOLOGIA

Węglany. W najstarszym osadzie zbiornika udział CaCO_3 (oznaczonego metodą Scheiblera) nie przekracza dziesięciu procent i wykazuje niewielkie wahania, od 5,0 do 8,9% (rys. 2). Osad ma charakter gytii wapiennej akumulowanej na dnie co najmniej kilkunastometrowej głębokości jeziora eutroficznego, przy stałym dopływie ługowanego z otoczenia węglanu wapnia. Na gytii spoczywa kreda jeziorna osiągająca ponad 70% zawartości CaCO_3 . Na peryferiach jeziora kreda leży bezpośrednio na osadach fluwioglacjalnych. W czasie jej osadzania jezioro było już płytkie i szeroko rozlane, z licznymi zatokami; na całym dnie zbiornika zachodziło intensywne odkładanie węglanów i żyła obficie fauna mięczaków. Analiza malakofaunistyczna pokładu kredy odsłoniętego w odkrywcę przystokowej (rys. 4) pozwoliła stwierdzić interglacjalny charakter zawartego w nim zespołu ślimaków. Zespół ten wykazał zmienność świadczącą o narastaniu

ciepła, aż do maksimum zapisanego w stropie, z gatunkami wskazującymi na klimat łagodniejszy niż w optimum holocenu (ALEXANDROWICZ, 1997).

W osadach młodszych, leżących powyżej kredy, węglany znikają całkowicie – brak ich zarówno w piaszczystym osadzie litoralnym, jak i we wszystkich osadach akumulowanych później.

Morfologia ziarn. Kształt i charakter powierzchni cząstek piaszczystych wchodzących w skład osadów badano metodą morfoskopową (CAILLEUX, TRICART, 1959) w modyfikacji wprowadzonej w łódzkim ośrodku geomorfologicznym (MANIKOWSKA, 1993). Najbardziej przydatne w tych badaniach są ziarna piasku grubego. Ocenia się je wizualnie, pod mikroskopem, wydzielając cztery kategorie: RM – ziarna zaokrąglone matowe, obrobione w transporcie eolicznym, EL – ziarna stępione błyszczące, obrobione przez wodę płynącą, NU – ziarna nieobrobione, M – pośrednie, nietypowe. Syntezę wyników analizy morfoskopowej osadów w Kochanowie przedstawia rysunek 6.

Obrazuje on cechy morfoskopowe osadów ułożonych w kolumnę stratygraficzną, od podłoża fluwioglacjalnego, do najmłodszej pokrywy pylastej, z pominięciem tylko głębinowych osadów jeziornych, w których brak było grubych składników. W pokładzie kredy jeziornej analizowane były pograży piasku należące prawdopodobnie do osadu litoralnego. Średnie wyniki liczbowe zawarte są w tabeli I.

Fluwioglacjalne podłoże zawiera ponad 20% ziarn RM i prawie 30% ziarn EL oraz 10% ziarn NU, resztę stanowią ziarna o niezdecydowanym charakterze obróbki. Jest to więc mieszanka ziarn, jaką stwierdza się w osadach glacialnych Polski środkowej, pochodzących z przewleczenia w lądolodzie utworów o różnej genezie i stopniu obróbki.

Starsze osady wypełniające zagłębienie kochanowskie nie odróżniają się pod względem obróbki od podłoża i dopiero poczynając od osadu stokowego drobnoziarnistego widoczna jest zmiana. Polega ona na wzroście zawar-

T a b e l a I

Wartości średnie wyników analizy morfoskopowej składników 0,8–0,5 mm
w osadach Kochanowa

Numer i nazwa osadu	Liczba próbek	% ziarn			
		RM	EL	NU	M
VIb. Pokrywowy pylasty	5	40,9	18,3	2,3	38,5
VIa. Pokrywowy piaszczysty	10	43,7	9,7	2,4	44,2
V. Stokowy gruboziarnisty	4	44,7	11,1	4,4	39,8
IV. Stokowy drobnoziarnisty	8	38,3	20,5	4,7	36,5
III. Litoralny	6	21,6	34,3	12,4	31,7
II. Wypełnienie pograżów	5	25,2	28,3	12,0	34,5
I. Fluwioglacjalny	5	23,2	29,2	10,5	37,1

tości ziarn RM do 38% i spadku ilości ziarn EL i NU do 20% i 5%. Wyżej ta tendencja pogłębia się – w osadzie pokrywowym piaszczystym udział ziarn RM sięga już 45%, ziarn EL pozostaje tylko około 10%, to znaczy trzy razy mniej niż w podłożu i prawie znikają ziarna NU. Są to oznaki silnej obróbki w transporcie eolicznym, charakterystyczne dla wszystkich utworów pokrywowych i bezpośrednio starszego osadu stokowego gruboziarnistego, obserwowane na całym terytorium Polski środkowej (GOŹDZIK, 1980, 1981, 1991; MANIKOWSKA, 1985, 1991, 1993, 1995a, 1995b). W osadach tych osiągnięte jest maksimum obróbki eolicznej osadów vistuliańskich. Należy jednak zaznaczyć, że maksimum to jest często wyższe niż to, które stwierdzono w Kochanowie.

Minerały ciężkie. Wykonana została pełna analiza minerałów ciężkich wydzielonych w bromoformie z frakcji 0,25 – 0,10 mm, dla wnioskowania wykorzystano jednak tylko wybrane minerały, wskaźnikowe dla przebiegu wietrzenia. Należą do nich mało trwałe amfibole i pirokseny oraz najbardziej odporne cyrkony, turmaliny i rutyle; do uznawanych za trwałe należą także staurolit i andaluzyt (CAILLEUX, TRICART 1959; ŁYDKA, 1985; OLLIER, 1984). Granaty uważane są za ogólnie średnio odporne, ale za szczególnie mało podatne na wietrzenie mechaniczne. Tabela II przedstawia procentowy udział tych rodzajów w dziale minerałów przeźroczystych w kolejnych osadach strefy brzeżnej zagłębienia kochanowskiego. Stosunki ilości minerałów najodporniejszych do najmniej odpornych potraktowano jako wskaźniki zwietrzenia, które syntetycznie przedstawiają zaawansowanie wietrzeniowe osadu w danej warstwie. W tabeli są także wyniki analizy granulometrycznej wykonanej metodą pipetowo-sitową.

Zmiany można ocenić przez porównanie zespołu minerałów w osadach wypełniania z osadami glacialnego podłoża, które było pierwotnym źródłem materiału dostarczanego do zbiornika.

Dolne partie wypełnienia wykazują mały stopień zwietrzenia, co wyraża się współczynnikami $C+T+R/A+P+E$ 2,4 i 2,3 oraz T/A 0,26 i 0,18. Dopiero poczynając od osadu stokowego gruboziarnistego zaznacza się wzrost współczynników, najpierw do 0,75 i 1,01 a następnie, w utworze pokrywowym, do maksimum wynoszącego 1,19 i 1,74. Wynika to z wyraźnego spadku udziału minerałów mało trwałych, głównie amfiboli, i wzrostu zawartości minerałów bardzo odpornych, w szczególności turmalinów, w coraz młodszych osadach.

Mało liczne minerały wykazują mniej widoczną reakcję na wietrzenie, zaś najlepiej zmiany uwidoczniają się w minerałach stanowiących znaczącą część osadu. Cyrkony i rutyle, występujące w nieznaczących ilościach, ujawniły niewielką zmienność, natomiast ilość turmalinów zwiększyła się prawie dwukrotnie, z kilku do kilkunastu procent. Dobrze zaznaczyły się zmiany w sumie niezbyt licznych staurolitów i andaluzytów – nastąpił wzrost wartości średnich od 3,8% do 7,4% w osadzie najmłodszym.

Skład granulometryczny i minerały ciężkie w osadach Kochanowa

Numer i nazwa osadu	% ziarn o średnicy w mm							% minerałów w ziarnach o średnicy 0,25–0,10 mm											
	>1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,125	0,125–0,062	0,062–0,002	<0,002	C	T	R	G	A	P	E	S+A	C+T+R	A+P+E	$\frac{C+T}{A+P+E}$	$\frac{T}{T/A}$
VIb. Pokrywowy pylasty	0,2	6,3	24,2	23,3	6,7	35,8	3,5	4,1	12,8	1,8	52,3	7,7	2,3	5,6	5,9	48,7	15,6	1,20	1,66
	0,2	7,1	35,0	27,1	12,2	16,7	1,7	4,6	14,5	2,5	50,9	4,6	4,1	2,0	7,1	21,6	10,7	2,02	3,15
VIa. Pokrywowy piaszczysty	0,3	6,6	37,9	37,7	10,6	5,6	1,9	0,9	9,2	0,6	62,1	11,2	2,7	2,4	7,3	10,7	16,3	0,66	0,82
	0,1	3,8	26,1	44,5	17,2	6,5	1,8	3,7	18,0	1,7	43,4	9,7	3,7	5,4	7,1	23,4	18,8	1,24	1,86
	0,1	7,0	36,8	37,8	10,9	5,6	1,8	2,0	25,8	0,6	28,4	19,0	5,9	7,6	7,6	28,4	32,5	0,87	1,36
	0,3	3,5	36,7	36,0	14,3	5,0	1,2	1,5	27,2	2,7	33,8	14,1	3,6	4,8	8,7	31,4	22,5	1,40	1,93
	3,2	6,7	35,3	41,1	6,9	5,8	1,0	1,7	12,8	0,9	53,8	9,9	3,5	6,1	7,0	15,4	19,5	0,79	1,29
	0,7	3,7	24,3	45,5	16,7	6,5	2,6	4,3	15,9	0,6	48,9	8,5	2,4	4,9	8,5	20,8	15,9	1,31	1,87
	17,1	7,2	19,0	25,2	13,9	13,3	4,3	2,0	16,3	0,8	44,4	16,1	3,5	5,9	6,6	19,1	25,5	0,75	1,01
V. Stokowy gruboziarnisty																			
IV. Stokowy drobnoziarnisty	4,6	12,5	24,0	13,2	6,1	36,8	2,8	3,4	6,1	0,6	40,2	29,3	3,6	7,0	5,2	10,1	39,9	0,25	0,21
	9,7	12,7	28,4	20,5	7,5	13,6	7,6	3,5	5,8	0,5	46,0	26,9	3,5	6,8	4,6	9,8	37,2	0,26	0,22
	1,8	6,4	14,1	10,0	5,6	50,6	11,2	1,6	5,2	0,3	28,0	53,6	2,6	4,5	2,3	7,0	60,7	0,12	0,10
	4,0	14,0	36,7	22,8	6,5	10,9	5,1	2,6	3,5	1,9	61,9	11,9	0,7	7,4	5,8	8,0	20,0	0,40	0,29
	2,5	5,4	9,9	5,8	7,7	55,1	13,6	2,8	6,4	2,1	30,8	42,6	1,6	7,7	3,4	11,3	51,9	0,22	0,15
III. Litoralny – pograży w kredzie	6,3	22,8	47,7	18,2	3,6	0,9	0,5	1,6	4,6	0,8	38,4	40,6	3,5	3,8	1,6	7,0	47,9	0,15	0,11
	4,9	23,5	46,3	18,9	4,4	1,1	0,9	1,8	6,1	2,1	43,4	31,6	2,4	7,4	3,4	8,2	41,4	0,20	0,19
	9,0	21,7	40,2	11,9	3,7	12,4	1,1	1,9	9,3	1,7	34,1	33,4	5,5	3,8	5,0	11,0	42,7	0,26	0,28
	2,0	9,1	15,5	8,1	4,4	40,1	21,0	0,6	13,7	0,0	25,6	44,0	0,0	9,5	3,0	13,7	53,5	0,26	0,31
	3,9	16,9	50,4	14,0	3,5	9,2	2,1	1,9	16,8	0,6	37,4	28,5	3,9	5,5	3,3	17,4	37,9	0,46	0,59
0. Podłoże fluwioglacjalne	1,1	13,1	62,9	14,2	5,1	2,4	1,2	0,3	10,7	0,3	37,8	32,0	3,4	7,3	4,9	11,0	42,7	0,26	0,33
	1,6	27,1	51,8	12,4	3,3	2,6	1,2	0,5	12,0	1,4	47,5	24,2	1,1	3,0	4,9	13,4	28,3	0,47	0,50

C – cyrkon; T – turmalin; R – rutyl; G – granaty; A – amfibol; P – piroksen; E – epidot; S+A – starolit i andaluzyt

Zmiany dotyczą osadów najmłodszych, występujących najbliżej współczesnej powierzchni, nie powstały jednak w wyniku wietrzenia na miejscu lecz są cechą osadów uzyskaną przed ich akumulacją. Osady te albo odznaczają się znaczną domieszką składników eolizowanych (osad stokowy gruboziarnisty) lub mają wprost charakter pokrywy osadzonej przez wiatr (osad pokrywowy). Wcześniejsze badania (GOŹDZIK, 1980b; MANIKOWSKA, 1985, 1993; MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO, 1980; URBANIAK-BIERNACKA, 1976) wykazały, że osady eoliczne w Polsce środkowej odznaczają się względnym ubóstwem mało trwałych minerałów. Wiąże się to najprawdopodobniej z wietrzeniem mechanicznym – ze ścieraniem i kruszeniem ziarn w czasie transportu eolicznego. Osady te równocześnie ulegają znacznemu względnemu wzbogaceniu w minerały trwałe, szczególnie w odporne na wietrzenie mechaniczne granaty. Zjawiska te są dobrze widoczne również w Kochanowie, gdzie zmianie proporcji minerałów odpornych i mało trwałych towarzyszy wzrost zawartości granatów – w niektórych próbkach do 50–60% wszystkich minerałów przeźroczystych.

Gleby. W jednym poziomie stratygraficznym w strefie brzeżnej zbiornika, na aktualnym stoku bocznej dolinki, napotkano ślady subaeralnych procesów glebotwórczych (rys. 3 i 5). Na gruboziarnistym osadzie litoralnym stwierdzono warstwę szarego piasku z kamieniami, z niewielką zawartością humusu (0,57%). Warstwa grubości 10–40 cm, wykazywała ślady przemieszczenia po stoku. Poniżej występował słabo zaznaczony, wzbogacony w żelazo poziom B, grubości do około 30 cm. Utwór ten ma budowę gleby brunatnej (A_1 –B–C) i może być uważany za glebę brunatną arktyczną (TEDROW 1977). Tego typu gleby spotyka się w odpowiedniej pozycji stratygraficznej w innych stanowiskach w regionie. Jest to pozycja odpowiadająca okresowi akumulacji osadu stokowego drobnoziarnistego (piaszczysto-mułowego) lub jego części.

Osady zagłębienia zawierają niewielkie ilości substancji organicznej pochodzenia roślinnego. Jest ona obecna w gytii wapiennej oraz w części osadu litoralnego. W stropie kredy jeziornej leży kilkucentymetrowa warstwa torfu typu dy. W dolnej części osadu stokowego drobnoziarnistego są cienkie smugi materiału z humusem o charakterze inicjalnych gleb bagiennych. Przy powierzchni, zwykle na pylastych eolicznych osadach pokrywowych, rozwija się współczesny proces glebotwórczy.

EWOLUCJA ZAGŁĘBIENIA

Ewolucja badanej formy, utworzonej jako krótka dolina ekstraglacjalna z wytopiskiem martwego lodu w dnie, zachodziła w interglacjalne eemskim i w ciągu vistulianu. W zagłębieniach tego typu stwierdza się przy pomocy analizy palinologicznej osady chłodnego schyłku okresu lodowcowego (ris-

su) i na nich dopiero osady eemu (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985). W eemie w zagłębieniu ulokowane było jezioro eutroficzne, w którym osadzała się gytia wapienna i kreda jeziorna. O interglacialnym wieku tych osadów świadczy ich pozycja stratygraficzna oraz charakter szczątków malakofauny (ALEXANDROWICZ, 1997). Niecka wypełniała się stopniowo i z kilkunastometrowego jeziora stała się zbiornikiem płytkim, o zarastających szuwarami brzegach.

Należenie na kredę jeziorną litoralnego osadu piaszczysto-żwirowego dowodzi rozszerzenia zasięgu jeziora, dopływu materiału z rozmywanych brzegów i zapewne, uruchomienia procesów na przyległych stokach. Znamienna jest gwałtowna zmiana charakteru osadów – prawie „czysty” utwór chemiczny zostaje zastąpiony przez osad klastyczny, miejscami bardzo gruboziarnisty. Wydaje się, że jest to skutek zmiany środowiska na wyraźnie chłodniejsze, które pojawiło się w pierwszej części vistulianu.

Zdecydowanie już chłodne warunki reprezentują osady nazwane w Kochanowie osadami stokowymi drobnoziarnistymi. Odpowiadają one opisanym w regionie łódzkim osadom plenivistuliańskim piaszczysto-mułowym (GOŹDZIK, 1995; KŁATKOWA, 1965, 1994; MANIKOWSKA, 1992; TURKOWSKA, 1988, 1994; WIECZORKOWSKA, 1975). DYLIK nazwał je osadami stokowymi rytmicznie warstwowanymi (DYLIK, 1955). Są to utwory wypełniające doliny i zagłębienia, wykazujące wiek radiowęglowy 34(43)–21 ka BP. Większość dat ze spągu tych osadów w małych dolinach regionu to około 32–34 ka BP, jednak w jednej z nich otrzymano datę 43,700 lat BP (BARANIECKA, 1980). Koniec ich akumulacji nastąpił bezpośrednio przed największym nasileniem chłodu vistuliańskiego i maksymalnym rozprzestrzenieniem lądolodu bałtyckiego, które ocenia się na ok. 20 ka BP (KOZARSKI, 1988). Podczas maksymalnie chłodnej fazy, przypadającej na 20–15 ka BP wzmożła się na obszarach peryglacialnych działalność wód płynących, okresowo o dużej sile i powstawały szeroko rozłożone osady fluwialne gruboziarniste. Powierzchnie wysoczyznowe powleczone były płaszczem osadów kongeliflukcyjnych lub brukiem rezydualnym. W Kochanowie odpowiednikiem jest utwór nazwany osadem stokowym gruboziarnistym.

Powyżej leżą osady eoliczne, które są w regionie rozpoznane jako utwory późnovistuliańskie (CHMIELEWSKA, CHMIELEWSKI, 1960; DYLIKOWA, 1964, 1969; GOŹDZIK, 1991; KRAJEWSKI, 1977; KRAJEWSKI, BALWIERZ, 1985; MANIKOWSKA, 1966, 1982, 1985, 1995). Akumulacja osadów eolicznych rozpoczęła się 14,5–14,0 ka BP i trwała do początku holocenu. Nieznaczne osłabienie procesów eolicznych i miejscami rozwój prymitywnej gleby nastąpiły około 12,5–12,0 ka BP. Zdecydowana przerwa w działalności eolicznej i rozwój gleby utrwalającej wydmy dokonała się w czasie 11,800–10,800 BP (MANIKOWSKA, 1985, 1995a). Osady eoliczne w Kochanowie odpowiadają najprawdopodobniej pierwszej fazie akumulacji eolicznej, w której powstały pokrywy, najpierw piasków osiagających w obniżeniach 4 m

grubości, a potem cienkich, zwykle około półmetrowej grubości, pyłów piaszczystych. Pyły te, być może, osadzały się w czasie osłabienia procesów eolicznych około 12,5–12,0 ka BP, to znaczy w fazie böllingu. Dokonywało się to przed rozwojem form wydmych w starszym dryasie. Dla najstarszych utworów eolicznych charakterystyczna jest obecność szczelin zmarzlinowych, których jeden egzemplarz odsłonił się w Kochanowie w odkrywcę przedstawionej na rysunku 5.

Typowy osad stokowy drobnoziarnisty, piaszczysto-mułowy w Kochanowie występuje w bocznej dolinie, gdzie wypełnia wcięcie erozyjne i przykrywa na stoku glebę kopalną. Po pierwszym ochłodzeniu, zaznaczonym gruboziarnistym osadem litoralnym, nastąpiła faza erozji – dolinka boczna wcięła się, miejscami doszło do zniszczenia górnej partii pokładu interglacialnej kredy jeziornej i powstania luki stratygraficznej. W całym regionie Polski środkowej stwierdza się w środkowej części vistulianu, przed około 35 ka BP wydatną erozję, która poprzedziła akumulację piaszczysto-mułowych osadów stokowych (GOŹDZIK 1995; MANIKOWSKA, 1992, 1996; TURKOWSKA, 1994, 1997). Osady te zawierają warstwy organiczne, zwłaszcza w części dolnej, ale również w stropie, i skrajnymi partiami przykrywają glebę kopalną. Taka jest też sytuacja gleby kopalnej w Kochanowie, gdzie rozwijała się ona podczas akumulacji osadu stokowego drobnoziarnistego, aż została przykryta przez jego górny segment. Jest to więc gleba środkowoplenivistuliańska, która zawsze ma charakter słabo rozwiniętej gleby brunatnej. Ponieważ tworzyła się w warunkach peryglacialnego klimatu chłodnego, nazywana jest brunatną glebą arktyczną.

Wkłádki organiczne w obrębie drobnoziarnistego, piaszczysto-mułowego osadu stokowego zawierają z reguły szczątki flory typowej tundry lub tundry parkowej (BALWIERZ, 1995). Osad odpowiada okresowi chłodnemu w środkowej części vistulianu, który jednak poprzedzony był fazą o klimacie ostrzejszym i po którym nastąpiła faza maksymalnie zimna. Wydaje się więc uzasadnione traktowanie tego okresu jako interpleniglacjału. Jeżeli zaś weźmiemy pod uwagę fakt powtórzenia się dwukrotnie przejścia od fazy o klimacie peryglacialnym łagodniejszym do fazy bardzo zimnej, w obu przypadkach zakończonych fazą wydajnej erozji (śródpłenivistuliańskiej i schyłkowovistuliańskiej), to możemy mówić o dwucykliczności ewolucji środowiska vistulianu w Polsce środkowej (MANIKOWSKA, 1996).

Dane z Kochanowa potwierdzają taką możliwość. Zaznaczają się tu dwie fazy akumulacji peryglacialnej, śródpłenivistuliańskie złagodzenie warunków i rozwój gleby oraz erozja śródkowovistuliańska odpowiedzialna za obserwowaną lukę stratygraficzną (zniknięcie stropowej partii interglacialnej kredy jeziornej, nacięcie powierzchni i włożenie w nie osadu stokowego drobnoziarnistego). Na obszarze Polski północnej, w dolinie dolnej Wisły stwierdza się bezspornie dwa nasunięcia lądolodu vistuliańskiego,

datowane przy pomocy metody TL na około 55 ka oraz 20 ka BP (MOJSKI, 1995). Odpowiednikami tych ewenementów mogą być dwa maksima chłodu zapisane w sekwencjach osadów peryglacjalnych w Polsce środkowej.

Całkowity zanik jeziora na terenie Kochanowa, o powierzchni kilku hektarów, nastąpił w ciągu plenivistulianu górnego, w okresie drugiego maksimum chłodu, około 22–15 ka BP. Całe dno obniżenia zostało zasłane gruboziarnistym materiałem dostarczonym przez subaeralne procesy stokowe i następnie, zasypane przez utwory eoliczne, które są obecne nawet w najniższej części zbiornika. Aktualnie na dnie egzystuje małe oczko wodne o średnicy kilkunastu metrów (fot. 3).