

TADEUSZ GERLACH

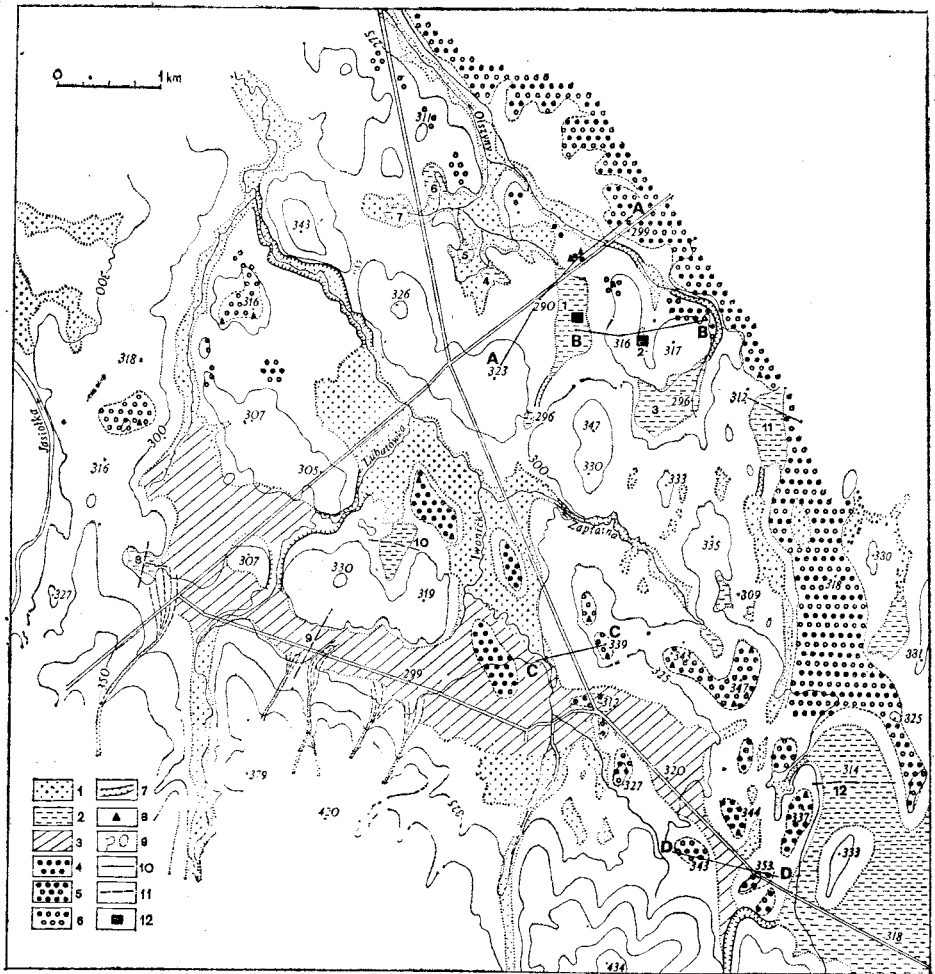
EWOLUCJA MŁODOCZWARTORZĘDOWYCH ZBIORNIKÓW JEZIORNICH CENTRALNEJ CZĘŚCI DOŁÓW JASIELSKO-SANOCKICH

WSTĘP

W Dołach Jasielsko-Sanockich o rzeźbie pogórzy niskich, o wysokościach względnych 20—70 m, występują liczne płaskodenne obniżenia. Dna tych form są mniej lub bardziej podmokłe, pokryte łąkami, odwadniane przez drobne ciek naturalne lub rowy melioracyjne. Rozmiary równin dennych są różne, od bardzo małych, np. Średnia Łąka (200×60 m), do form większych, jak Kępa (900×400 m). Płaskodenne obniżenia są wymodelowane w obrębie plejstocenijskich poziomów akumulacyjnych lub pomiędzy garbami i wzgórzami. Znaczna część tych obniżen jest wyścielona osadami jeziornymi przechodzącymi ku górze w fitogeniczne. Niektóre z nich są przykryte osadami rzecznyymi. Stwierdzenie osadów kopalnych jezior ma duże znaczenie dla badań geomorfologicznych, ponieważ zbiorniki takie są miejscem depozycji osadów o ciągłym profilu, umożliwiającym rekonstrukcję typu i natężenia procesów zachodzących w ich zlewniach oraz wielkości zmian w rzeźbie badanego obszaru.

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze stanowisko osadów kopalnego jeziora stwierdzone zostało w zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich w Roztokach koło Jasła (Szafer, Jaroń 1935; Szafer 1948; Klimaszewski 1948). Drugie stanowisko podobnych osadów opisano ze wschodniej części Dołów z Zapowiedzi koło Beska (Drzewicka-Kozłowska 1956; Koperowa 1970; Koperowa, Starkel 1972). Dalsze stanowiska osadów jeziorno-bagiennych stwierdzono w Brzyszczkach koło Jasła, 2 km na N od Roztok (Jasionowicz 1967) oraz kilka stanowisk w centralnej części Dołów Jasielsko-Sanockich (na SE od Krosna) w oko-



Ryc. 1. Mapa wybranych elementów czwartorzędu i geomorfologii centralnej części Dołów Jasielsko-Sanockich (wg Gerlach i in. 1985, nieco zmieniona). 1 — aluwialne i bagienne osady równin holocénskich, 2 — osady jeziorno-bagienne (schyłek glacjału vistuliańskiego — holocen), 3 — martwe doliny, 4 — fragmenty zwirowych pokryw glacjału vistuliańskiego, 5 — pokrywa żwirowa z glacjału środkowopolskiego (Riss), 6 — fragmenty starszych pokryw żwirowych, 7 — przełomowe odcinki dolin, 8 — wielogranice na reliktowych pokrywach żwirowych, 9 — południkowe garby i wzgórza o zarysie wrzecionowatym i eliptycznym przemodelowane przez wiatr, 10 — linie przekrojów przedstawione na Rycinie 10, 11 — lokalizacja profili i przekrojów zbadanych obniż (1—12), 12 — lokalizacja reperowych przekrojów osadów wyścielających obniżenie Kępa (1) i obniżenie Średnia Łąka (2)

Fig. 1. Esquisse des éléments choisis du Quaternaire et de la geomorphologie dans la partie centrale de la Dépression de Jasło-Sanok (d'après Gerlach et al. 1985 un peu changé). 1 — dépôts alluviaux et marécageux des plaines holocènes, 2 — dépôts lacustres-palustres (déclin du Vistulien = Würm — Holocène), 3 — vallées mortes, 4 — fragments des couvertures de graviers du Vistulien, 5 — couverture de graviers de la glaciation de la Pologne centrale (Riss), 6 — fragments des

licach Łęzań, Miejsca Piastowego i Targowisk (Gerlach, Koszarski 1968a, 1968b; Gerlach i in. 1972). W latach 1981—1985 w nawiązaniu do programu IGCP-158 i sporządzanej mapy utworów czwartorzędowych arkusza Jedlicze (szczegółowa mapa geolog. ark. Jedlicze 1984) stanowisko osadów kopalnego jeziora w Roztokach zostało powtórnie przebadane pod względem geologicznym (Wójcik 1981a), malakologicznym (Alexandrowicz 1981a, 1981b, 1986) i paleobotanicznym (Harmata 1986, 1987). W czasie tych badań zostały stwierdzone dalsze stanowiska osadów kopalnych jezior w Sobniowie, Tarnowcu i Czeluśnicy (Wójcik 1981b; Alexandrowicz, Harmata, Wójcik 1985). Dla osadów organicznych z Roztok, Zapowiedzi, Łęzań i Tarnowca został oznaczony wiek metodą radiowęglową. W latach 1982—1985 szereg nowych stanowisk osadów kopalnych jezior stwierdziłem w rejonie Rogów, Widacza i Klimkówki pomiędzy Krosnem a Rymanowem (Gerlach, Koszarski, Koszarski 1985). Szczegółowe opisy tych ostatnich stanowisk podają w tym opracowaniu. Lokalizację wszystkich dotychczas znanych stanowisk osadów jeziornych i bagiennych pomiędzy Krosnem a Rymanowem podaje szkic morfologiczny obszaru szczegółowych badań (Ryc. 1).

W Dołach Jasielsko-Sanockich wśród dotychczas stwierdzonych stanowisk osadów kopalnych jezior trzy z nich, tj. Roztoki koło Jasła, Zapowiedź koło Beska i Klimkówka-Stawy koło Rymanowa ze względu na gruby nadkład osadów fluwialnych nie mają dobrze rozpoznanego stosunku osadów jeziornych do ich podłoża oraz przestrzennego rozmieszczenia osadów i ich zmian facjalnych.

Na obszarze pomiędzy Krosnem a Rymanowem zgrupowana jest większość dotychczas stwierdzonych stanowisk z osadami kopalnych jezior. Ze względu na małą miąższość mogły one być zbadane przy użyciu małego świdra ręcznego. Zbiorniki osadów kopalnych jezior występują na tym obszarze w różnych sytuacjach morfologicznych i reprezentują kilka typów pionowej sekwencji osadów. Obszar ten ma więc duże znaczenie dla wyjaśnienia genezy i rozwoju kopalnych jezior. Podstawowym zadaniem w poznaniu ich ewolucji było ustalenie stratygrafii osadów, zmian facjalnych i przestrzennego ich rozmieszczenia. Znajomość tych parametrów umożliwia rekonstrukcję typu i natężenia procesów w zlewniach obniżen oraz wielkości zmian w rzeźbie w okresie od późnego glacjału po czasy współczesne, tj. w okresie około 12 000 lat.

←
couvertures de graviers plus anciennes, 7 — défilés des vallées, 8 — ventifacts sur les restes des couvertures de graviers, 9 — collines méridiennes elliptiques et fuselées, modélées par les vent, 10 — lignes des coupes présentés sur la Fig. 10, 11 — localisations des profils et des coupes des dépressions fermées analysées (1—12), 12 — localisation des coupes repères des sédiments qui recouvent la dépression Kępa (1) et celle de Średnia Łąka (2)

OBSZAR BADAŃ

Obszar, gdzie były skoncentrowane szczegółowe badania, położony jest pomiędzy Krosnem a Rymanowem. Granicą zachodnią jest koryto Jasiołki, granicą wschodnią koryto Morawy, nazywanej również Taborem (Ryc. 1).

Z punktu widzenia morfologicznego na wymienionym terenie występują trzy obszary różniące się charakterem i zespołem form. Na południu znajduje się równoleżnikowy garb o wysokościach 427—480 m npm, którego stromy stok północny jest porozcinany dolinami wciosowymi na szereg drugorzędnych garbów. Na północy rozciąga się wyniesiona, rozległa równina lekko nachylona ku NW, o wysokościach 310—290 m npm., gdzie na ściętych warstwach fliszowych leży pokrywa żwirowa poziomu Pustyn. Pomiędzy tymi dwoma obszarami występuje teren pagórkowaty (305—347 m npm.), w którym wyraźnie zaznacza się dwukierunkowa orientacja elementów morfologicznych zarówno wypukłych, jak i wklęsłych. Występują tutaj ciągi niskich garbów i ciągi obniżeń. Ciągi niskich garbów, jak i oddzielające je ciągi obniżeń mają kierunek NW—SE. Natomiast sam kierunek poszczególnych garbów oraz oddzielających je małych przełęczy i dolinek w obrębie ciągu garbów jest SN. Taką samą orientację mają pojedyncze szerokie obniżenia pomiędzy niskimi, spleśzczonymi garbami w obrębie ciągu obniżeń.

BUDOWA GEOLOGICZNA I JEJ WPŁYW NA RZEŻBĘ

Zarówno ciągi garbów, jak i obniżeń są formami większymi (wyższego rzędu). Reprezentują one starszą generację form, nawiązującą do zróżnicowanej odporności oligoceńskich warstw krośnieńskich. Warstwy te, o biegu wychodni NW—SE, stromo zapadają ku SW lub są niemal pionowo ustawione. Ciągi obniżeń wymodelowane są głównie na wychodniach piaskowców gruboławicowych, bardzo miękkich ze względu na obfite spoiwo ilasto-węglanowe oraz na wychodniach kompleksów łupkowych, łatwo ulegających wietrzeniu i denudacji. Natomiast ciągi garbów wypreparowane są na wychodniach łupków z wkładkami cienkoławicowych, twardych piaskowców i na wychodniach piaskowców skorupowych, przekładanych obficie łupkami, bardziej odpornych na wietrzenie i denudację. Garby i obniżenia o kierunku SN reprezentują młodszą generację form. Są one wymodelowane w obrębie opisanych większych form, ale nie wzdłuż wychodni skał podłoża, lecz są względem nich zorientowane skośnie lub prawie prostopadle. W niektórych przypadkach obserwowano tu w podłożu fliszowym poprzeczne dyslokacje o takim kierunku. Tylko cztery obniżenia młodszej generacji form rozwinęły się

wzdłuż kierunku NW—SE, tj. zgodnie z przebiegiem wychodni skał. Są to: dolina potoku Olszyny wcięta w cokół skalny poziomu Pustyn (na odcinku od Dębiny w Targowiskach do Suchodołu), dolina potoku Iwoniczkiego (na odcinku od ujścia prawobocznego dopływu potoku Zapłatna do przełomu Łubatówki w Miejscu Piastowem), górny odcinek potoku Zapłatna oraz martwa dolina na odcinku od wsi Klimkówka do zachodniego skraju zabudowań wsi Rogi.

PLEJSTOCENSKIE POKRYWY ŻWIROWE

Na omawianym obszarze garby o orientacji południkowej są niskie (305—347 m npm) i mają kształty wrzecionowate, niekiedy kopulaste. Na zrównanych wierzchołkach dużej części tych garbów, blisko powierzchni lub wprost na powierzchni ukazuje się fliszowe podłoże, pozostałe zaś są przykryte „czapkami” pokryw żwirowych lub tylko rozproszonymi żwirami reliktowymi. Wśród nich można wyróżnić fragmenty trzech pokryw żwirowych, odpowiadających 3 terasom plejstocенskim, oraz najniższą holocенską zbudowaną z glin i mad (Klimaszewski 1948a). Największą powierzchnię zajmuje terasa z glaciału środkowopolskiego (Riss). Pozostałe mają mniejsze rozprzestrzenienie. Na powierzchniach wszystkich teras plejstocенskich spotyka się otoczaki przemodelowane na graniaki wiatrowe. W szerokich obniżeniach na odcinkach, które nie są aluwialnymi dnami dolin, występują małe lub większe owalne obniżenia, które w całości są wypełnione osadami jeziorno-bagiennymi (mułki, kreda, torf) lub tylko bagiennymi (torf). Do tych obniżeń uchodzą małe dolinki biorące początek pod niskimi przełęczami w obrębie ciągów garbów. Dolinki te są przeważnie nieckowate. W kilku przypadkach występują młode przełomy, jeśli większe potoki zostały skaptowane poprzez ciąg garbów przez mniejsze, ale szybciej erodujące.

KOPALNE OSADY JEZIORNE POMIĘDZY KROSNEM A RYMANOWEM

Na omawianym obszarze znanych jest 12 kopalnych zbiorników jeziorno-bagiennych. Siedem z nich (Kępa, Średnia Łąka, Jezioro, Zakepiny, Wolnica, Niwy, Rajsy) zostało wcześniej poznanych (Gerlach, Koszarski 1968), a 5 dalszych (Rogi-Stojaki, Rogi-Iwonicz, Rogi-Wrosanka, Targowiska-Widacz, Klimkówka-Stawy) w latach 1982—1985 (Tab. 1). Dwa z wymienionych zbiorników, tj. duży zbiornik Kępa i bardzo mały Średnia Łąka zostały szczegółowo zbadane licznymi wkopami i sondami. Stanowią one klucz do określenia pozycji geologicznej różniących się od

Tabela 1

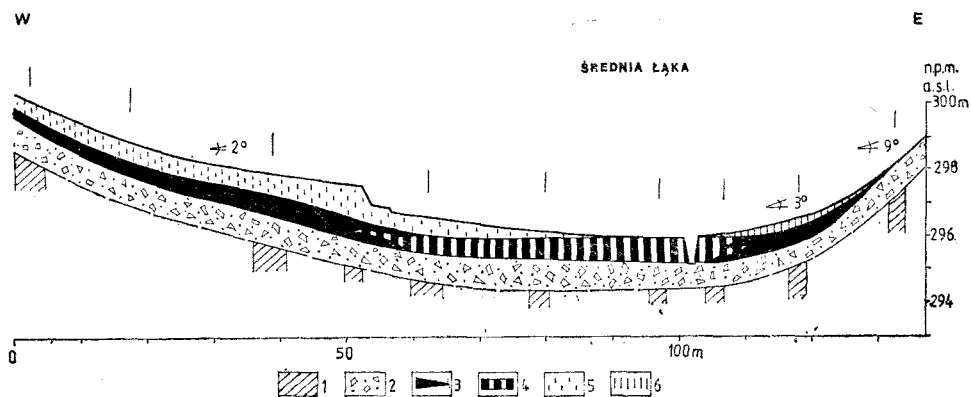
Ważniejsze dane dotyczące zbadanych zbiorników jeziorno-bagiennych i bagiennych w centralnej części Dołów Jasielsko-Sanockich
 Données concernant les bassins lacustro-palustres et palustres étudiés dans la partie centrale de la Dépression de Jasio-Sanok

| Nazwa basenu Nom du bassin | m n.p.m. Hauteur absolue m | Długość Szerokość m Longueur, largeur m | Powierzchnia ha Surface ha | Orientacja Orientation | Miaższość osadów m Épaisseur des dépôts m | Typ zbiornika Type de bassin |
|-------------------------------|-------------------------------------|--|-------------------------------------|---------------------------|--|---------------------------------|
| 1. Kępa | 279,5 | 900 × 400 | 36 | S—N | 1,8 | jeziorny (lacustre) |
| 2. Średnia Łąka | 296,0 | 200 × 60 | 1,2 | S—N | 1,8 | bagienny (palustre) |
| 3. Jezioro | 295,5 | 950 × 500 | 47,5 | SSW—NNE | 3,5 | jeziorny |
| 4. Zakepiny | 276,0 | 150 × 80 | 1,2 | W—E | 1,5 | jeziorny |
| 5. Wolnica | 275,0 | 1000 × 200 | 20,0 | S—N | 1,5 | jeziorny |
| 6. Niwy | 275,0 | 500 × 150 | 7,5 | S—N | 2,3 | jeziorny |
| 7. Rajsy | 276,5 | 600 × 300 | 18,0 | W—E | 3,4 | jeziorny |
| 8. Rogi-Wrocanka | 299,5 | 300 × 150 | 4,5 | W—E | 2,5 | bagienny |
| 9. Rogi-Iwonicz | 298,3 | 2000 × 350 | 70,0 | W—E | 2,1 | jeziorny |
| 10. Rogi-Stojaki | 288,6 | 400 × 200 | 8,0 | S—N | 2,6 | jeziorny |
| 11. Targowiska-Widacz | 305,0 | 800 × 300 | 24,0 | S—N | 1,4 | bagienny |
| 12. Klimkówka-Stawy | 314,0 | 900 × 400 | 36,0 | S—N | 4,2 | jeziorny |

siebie sukcesji osadów uzyskanych z nielicznych sond w innych zbiornikach. Dla dokonania porównań z nowo stwierdzonymi zbiornikami podają przekrój małego zbiornika bagiennego Średnia Łąka oraz część przekroju basenu Kępa i sąsiedniego stoku wzgórza Wapniska, obrazujących pełną pionową sekwencję osadów w centralnej strefie basenu oraz ich stosunek do osadów stokowych.

NASTĘPSTWO OSADÓW NA PRZEKROJU ŚREDNIA ŁĄKA

Obniżenie Średnia Łąka (długość 200, szerokość 60, wysokość 296 m npm) położone jest w górnej części nieckowatej dolinki na NE od cmentarza w Targowiskach. Jego cechą charakterystyczną jest orientacja południkowa oraz najmniejsze wymiary wśród dotychczas zbadanych obniżeń. Płaskie dno tego obniżenia wyścielają utwory o miąższości 2 m (Ryc. 2). W spągu występuje cokół skalny fliszowego podłoża, na nim zwietrzelina tych skał o miąższości 70—90 cm. Dolna część warstwy zwietrzelinowej charakteryzuje się występowaniem szkieletu, górna jest bardziej homogeniczna, piaszczysto-pylasta. Obok zwietrzelin piaszczystych występują zwietrzeliny pylasto-ilaste. Związane to jest z podłożem skalnym. Na piaskowcach rozwinięte są zwietrzeliny piaszczyste, na łupkach pylasto-ilaste.



Ryc. 2. Przykład następstwa osadów w obniżeniu Średnia Łąka. 1 — podłoże fliszowe (warstwy krośnieńskie), 2 — zwietrzelina warstw krośnieńskich o zaawansowanym rozwoju, 3 — kopalny poziom próchniczny, 4 — torf, 5 — glina eoliczno-deluwialna, 6 — glina deluwialna. Pionowe kreski nad przekrojem oznaczają miejsca wykonanych wkopów i sond

Fig. 2. Succession des dépôts de Średnia Łąka. 1 — substratum de flysch (couches de Krosno oligocènes), 2 — produits d'altération de ces couches, 3 — horizon fossile humifère, 4 — tourbe, 5 — limon éolien-colluvial, 6 — limon colluvial. Lignes verticales courtes au dessus de la coupe indiquent les tranchées et sondages effectués

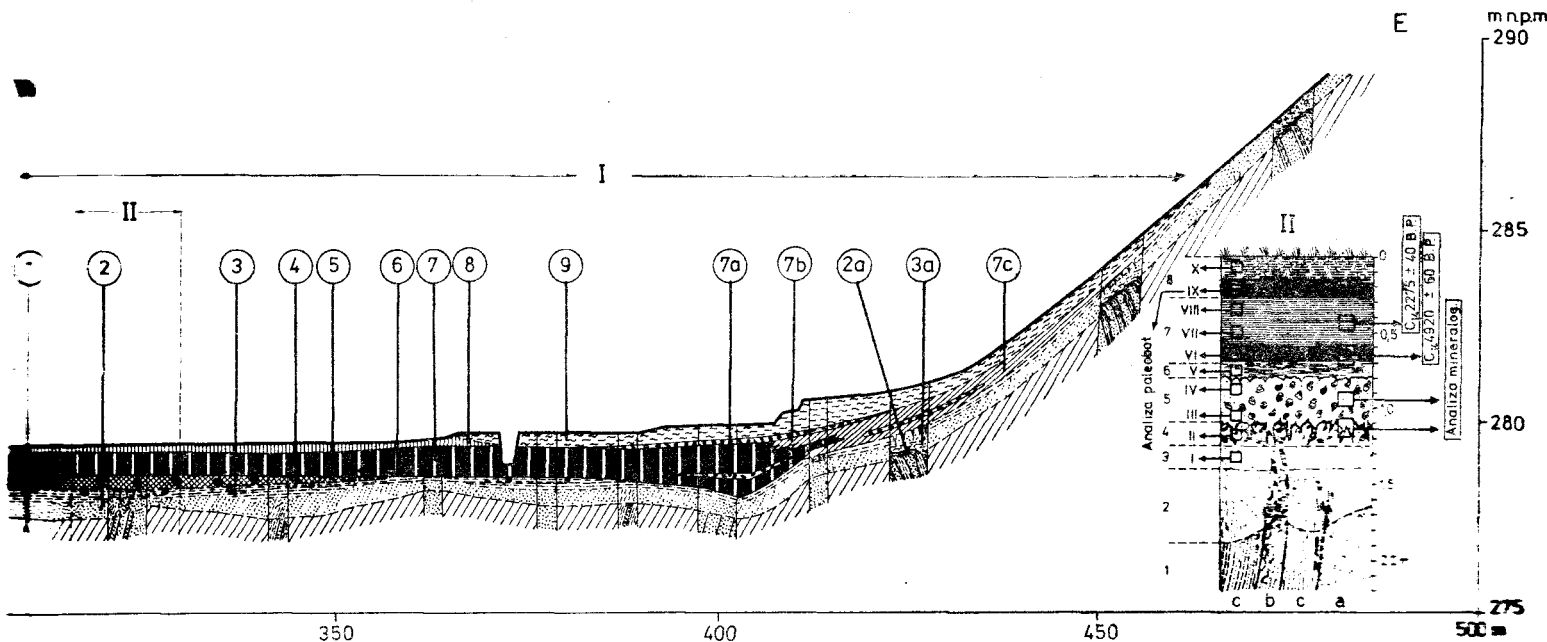
W centralnej części obniżenia na zwietrzelinie zalega cieniutka warstewka mułku torfiastego bez fauny (10 cm), a wyżej torf lekko zailony o miąższości 60 cm. Stropowa część torfu (30 cm) zawiera większy udział składników mineralnych i tworzy współczesną warstwę glebowo-torfową.

Na kontakcie płaskiego dna obniżenia i otaczających stoków torf zabiega się z kopalnym poziomem próchnicznym. Jego miąższość u podnóża stoku wschodniego wynosi 40 cm, a u podnóża zachodniego 70 cm. Kopalny poziom próchniczny przykryty jest 30—50 cm warstwą osadów deluwialnych lub eoliczno-deluwialnych. Spektrum pyłkowe spągowej części deluwii (głina torfiasta na pograniczu torfów i deluwii) sugeruje schyłek fazy atlantyckiej, a spektrum pyłkowe ze stropowej części deluwii wskazuje na okres współczesny (K o p e r o w a [w:] G e r l a c h i in. 1972).

Z charakteru utworów wyścielających dno omawianego obniżenia wynika, że w tym obniżeniu brak jest typowych osadów jeziornych, tj. mułków z mięczakami i kredy jeziornej, a torf rozwinięty jest wprost na zwietrzelinie. Jest to typowy zbiornik osadów bagiennych. W następstwie osadów omawianego obniżenia można wyróżnić kilka faz ich narastania: fazę intensywnego wietrzenia ze znikomym udziałem spłukiwania na stokach, fazę narastania torfów w dnie obniżenia, z równoczesnym rozwojem poziomu próchnicznego na stokach z minimalnym spłukiwaniem na ich powierzchniach, fazę degradacji poziomu próchnicznego przez spłukiwanie w wyższych częściach stoków i intensywną depozycję materiału próchnicznego u ich podnóży, a bardzo słabą w centralnej części obniżenia.

NASTĘPSTWO OSADÓW NA PRZEKROJU KĘPA-WAPNISKA

Obniżenie Kępa (długość 900 m, szerokość 400 m, wysokość 277 m npm) stanowi jedno z większych obniżen na badanym obszarze. Jest ono położone około 600 m na zachód od obniżenia Średnia Łąka i ma również orientację południkową; od zachodu, wschodu i południa obniżenie ograniczają stoki niewysokich wzgórz (320, 315, 340 m npm). Od północy natomiast wydłużone południkowo obniżenie zamyka niewysokie (279 m npm) tarczowate nabrzemie. To nabrzemie okryte jest zubożoną pokrywą zwirową i w kilku miejscach na powierzchni ukazuje się gruboławicowy piaskowiec warstw krośnieńskich. Wśród otoczek spotykanych na powierzchni stwierdzono otoczki z typowymi śladami eolizacji, tj. tzw. graniaki wiatrowe (G e r l a c h i in. 1983). Szczególnego podkreślenia wymaga fakt, że ta zubożona pokrywa zwirowa z graniakami w stropie reprezentuje najniższą położoną akumulację żwirów z glaciału



Ryc. 3. Stosunek osadów stokowych wzgórza Wapniska do osadów jeziornych obniżenia Kępa (wg Gerlach 1977, zmieniona). I — stosunek osadów stokowych do osadów strefy marginalnej kopalnego jeziora, II — profil osadów z centralnej części obniżenia Kępa z oznaczeniem litostratygrafii i miejsc poboru prób do analiz: paleobotanicznej (I—X), na C-14 i mineralogicznej. 1 — podłoże fliszowe (warstwy krośnieńskie dolne — oligocen): a — piaskowiec gruboławicowy, rozsypliwý, b — ławica piaskowca skopowego, c — łupki z wtrąceniami mułowców, 2 — zwietrzelina warstw krośnieńskich o słabym stopniu zwietrzenia, 2a — wygięcie — zhakowanie łupków przewarstwionych piaskowcami, 3 — zwietrzelina warstw krośnieńskich o silnym stopniu zwietrzenia, 3a — jednorodna żółtordezawa glina ilasto-piaszczysta, zbita (bez widocznych haków), 4 — mułek popielaty ze skorupkami mięczaków, 5 — kreda jeziorna z obfitą fauną, 6 — gytia, 7 — torf, 7a — torf z przewarstwieniami glin deluwialnych, 7b — torf zazębiający się z kopalnym horyzontem próchnicznym, 7c — kopalny poziom próchniczny, 8 — torf zagliniony (gleba torfiasta), 9 — gliny deluwialne

Fig. 3. Relation entre les dépôts des versant de la colline Wapniska et les sédiments lacustres de la dépression Kępa (d'après Gerlach 1977 changé). I — relation entre les dépôts de versant et les sédiments de la zone marginale du lac fossile, II — colonne lithostratigraphique des sédiments de la partie centrale de la dépression Kępa; les échantillons pour les analyses paleobotaniques (I—X), radiométriques C-14 et minéralogiques sont indiqués. 1 — substratum de flysch (couches de Krosno oligocènes): a — grès friable à gros bancs, b — banc du grès curbicortical, c — schistes à intercalations des siltiles, 2 — partie altérée des couches de Krosno, 2a — bancs déplacés par fauchage, 3 — produits d'altération avancée des couches de Krosno, 3a — limon homogène, compacte, argilo-sableux, jaune-ruillâtre, sans fauchage, 4 — vase gris avec coquilles des Mollusques, 5 — craie lacustre avec Mollusques et Ostracodes abondants, 6 — gytja, 7 — tourbe, 7a — tourbe avec intercalation de limon colluviale, 7b — tourbe s'interdigitant avec horizon humifer fossile, 7c — horizon humifer fossile, 8 — tourbe argileux (sol tourbeux), 9 — limon colluvial

1 rozwój pokrywy glebowej z młazszym poziomem próchnicznym. w 1azie obecnej dominuje intensywna degradacja warstwy glebowej w górnych

północnopolskiego (Würm). Od południowego zachodu i południowego wschodu do obniżenia uchodzą dwie małe dolinki.

Miąszość osadów wyścielających dno tego obniżenia jest mała, ale zróżnicowana. W strefie centralnej obniżenia wynosi ona około 1,8 m, a w strefach marginalnych i u wylotów małych dolinek około 2,5 m.

W strefie centralnej następstwo osadów jest stałe i obejmuje (od góry): torf u góry (15 cm) zagliniony (o łącznej miąższości 70 cm), kredę jeziorną z obfitą fauną mięczaków (do 35 cm), zwietrzelinę warstw krośnieńskich, u góry bez szkieletu (około 40 cm), u dołu ze szkieletem (około 30 cm), przechodzącą w piaskowce i łupki niemal pionowo ustawionych warstw krośnieńskich fliszowego podłoża (Ryc. 3).

W kierunku stref marginalnych kreda stopniowo wyklinowuje się i jest zastępowana przez mułek z fauną, a dalej wyklinowuje się torf, który zazębia się z kopalnym poziomem próchnicznym rozwiniętym na stokach i przykrytym glinami deluwialnymi. Miąższość kopalnego poziomu próchnicznego u podnóży stoków jest największa (około 80 cm). Występują w nim przewarstwienia glin nieco jaśniejszych, pochodzących ze stoku. W górę stoku miąższość kopalnej warstwy próchnicznej maleje, a wyżej wyklinowuje się.

U wylotów małych dolinek przejście jeziornych osadów do osadów stożków napływowych zaznacza się: a) pojawieniem mułków z domieszką żwirków w spągu osadów węglanowych, b) stopniowym zastępowaniem kredy przez mułki z nielicznymi skorupkami mięczaków, a torfów przez mułki torfiaste. Ta niewielka w sumie strefa przejściowa osadów limniczno-fluwialnych jest przykryta najmłodszą warstwą glin ilasto-piaszczystych pochodzenia fluwialnego.

Z przedstawionego następstwa osadów, istnienia stopniowych przejść pomiędzy poszczególnymi poziomami i facjami należy wnosić, że opisywane osady tworzą jeden cykl sedymentacyjny płytkiego jeziora. Cykl ten rozpoczyna się osadami przykrywającymi starszą rzeźbę, a kończy osadami tworzącymi się współcześnie. W cyklu tym następstwo procesów można scharakteryzować następująco: w początkowej fazie przewaga wietrzenia fizycznego i narastania pokrywy zwietrzelinowej nad niewielkim splukiwaniem na stokach. Równocześnie u podnóży stoków i w dnie obniżenia zachodziła niewielka depozycja utworów klastycznych, a także niewielka akumulacja fluwialna u wylotów małych dolinek. W drugiej fazie przeważało ługowanie CaCO_3 na stokach, a w dnie obniżenia, szczególnie w centralnej części — depozycja kredy jeziornej. W tym samym czasie w strefie marginalnej i u wylotów małych dolinek zachodziła niewielka akumulacja deluwiołów i osadów fluwialnych w małych stożkach napływowych. W następnej fazie w dnie obniżenia dominowała akumulacja fitogeniczna torfów, a na stokach dalsze narastanie i rozwój pokrywy glebowej z miąższym poziomem próchnicznym. W fazie obecnej dominuje intensywna degradacja warstwy glebowej w górnych

częściach stoków i depozycja deluwiiów u ich podnóży, epizodyczna erozja wgłębna w dnach małych dolinek i nadbudowywanie stożków u ich wylotów oraz niewielka sedimentacja materiałów klastycznych na powierzchni całego obniżenia przez nawiewanie i w czasie epizodycznych zalewów (Gerlach 1977).

Obok znajomości następstwa i zmian facjalnych wyżej opisanych osadów, ważnym jest określenie wieku i czasu ich narastania. Informacji takich dostarczyła analiza paleobotaniczna i datowania C-14 (Kopero-wa, Koster [w:] Gerlach i in. 1972).

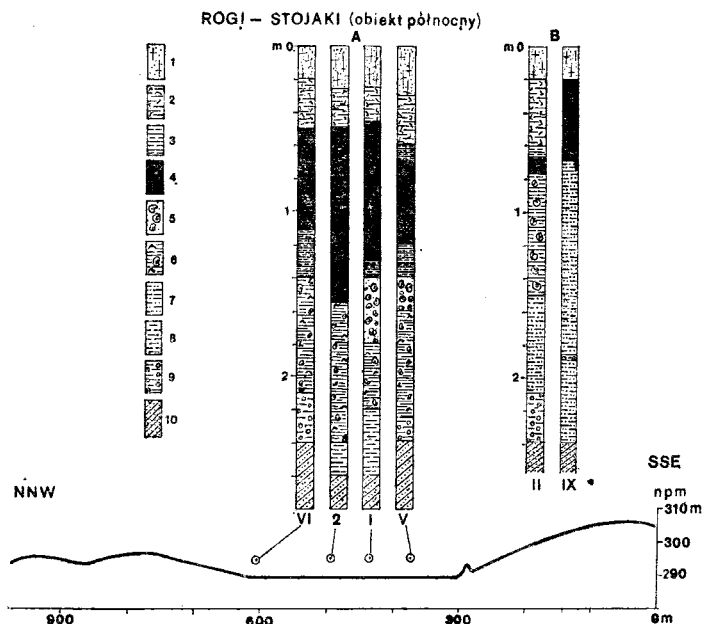
Z analizy paleobotanicznej wynika, że kreda jeziorna osadzała się w młodszym dryasie (10 790 lat BP) i fazie preborealnej (9500 lat BP), a torfy od fazy borealnej (9300 lat BP) do czasów historycznych. W górnej części warstwy torfowej, powstającej w fazie subborealnej (5100—2800 lat BP), zostały stwierdzone sporomorfy synantropijne, świadczące o pojawieniu się człowieka na tym obszarze.

Datowania metodą C-14 szczątków roślinnych ze spągu warstwy torfu i jej środkowej części (o łącznej miąższości torfu 70 cm) dały wiek 4920 ± 60 i 2275 ± 40 lat BP. W skali chronostratygraficznej odpowiada to fazie subborealnej i wczesnej fazie subatlantyckiej. Jest to więc wiek młodszy niż wynika to z analizy paleobotanicznej. Ta niezgodność chronologii radiowęglowej z chronologią paleobotaniczną wynika z odmłodzenia całej warstwy torfu przez korzenie roślin współczesnych (szczególnie pałki wodnej), które penetrują całą warstwę torfu, także i kredy, a w kilku przypadkach stwierdzono, że sięgają one aż do podłoża fli-szowego. W ten sposób cienka (70 cm) warstwa torfu w całości uległa znacznemu odmłodzeniu. W tym przypadku chronologia oparta na kryteriach paleobotanicznych wydaje się bardziej wiarygodna niż oparta na datowaniu C-14. Przyjmując za podstawę chronologię opartą na kryteriach paleobotanicznych, należy stwierdzić, że w obniżeniu Kępa całkowita miąższość osadów (1,8—2,5 m), jak i poszczególnych ich horyzontów (30—90 cm) są bardzo małe, a interwał czasowy narastania tych osadów zamyka się w przedziale 10 790 lat BP aż po czasy współczesne.

CHARAKTERYSTYKA ZBIORNIKÓW STWIERDZONYCH W LATACH 1982—1985

1. OBNIŻENIE ROGI-STOJAKI

Znajduje się ono na przedłużeniu niskiej przełęczy (302 m npm) pomiędzy garbami o wysokościach 330 i 319 m npm. Rozmiary obniżenia wynoszą: długość 400 m, szerokość 200 m. Dno położone jest na wysokości około 288 m npm. Od wschodu i zachodu łagodne stoki niskich garbów ograniczają to obniżenie o płaskim i podmokłym dnie, tworząc ro-



Ryc. 4. Wykształcenie osadów w dnie obniżenia Rogi-Stojaki. A — profile sond na przekroju poprzecznym, B — profile sond 120 m w górę (II) i 200 m w dół od środkowej części profilu poprzecznego (IX). 1 — glina ilasta, brunatna lub popielata z przerostami rdzawymi, 2 — mułek ilasty, popielaty z cętkami rdzawymi, 3 — mułek torfiasty, stalowoczarniawy z przerostami popielatymi i rdzawymi, 4 — torf brunatnoczarniawy, kruchy, lekko zailony, 5 — kreda jeziorna z obfitą fauną mięczaków i przerostami zwęglonej roślinności (barwa białoszara i beżowa), 6 — mułek pylasto-ilasty z fauną i przerostami zwęglonej roślinności, 7 — mułek piaszczysto-pylasty bez fauny z jaśniejszymi skupieniami silnie burzącymi z HCl, 8 — mułek pylasto-ilasty, popielaty, 9 — drobne żwirki (o średnicy do 1,5 cm) w środowisku piaszczysto-pylastym, 10 — podłoże fliszowe (warstwy krośnieńskie)

Fig. 4. Succession des sédiments de la dépression Rogi-Stojaki. A — colonnes des sondages sur la coupe transversale, B — colonnes des sondages 120 m en amont (II) et 200 m en aval (IX) de secteur centrale de la coupe transversale. 1 — limon argileux brune ou gris avec imprégnations ruillâtres, 2 — vase argileuse gris à petites taches ruillâtres, 3 — vase tourbeuse, gris noirâtre avec lentilles grises et ruillâtres, 4 — tourbe brun noirâtre, fragile, légèrement argileuse, 5 — craie lacustre blanche-gris et de couleur baige à Mollusques abondants et à fragments des plantes carbonisées, 6 — vase argileuse avec Mollusques et fragments des plantes carbonisées, 7 — vase sableuse sans faune avec taches blanchâtres fort calcareuses, 8 — vase argileuse gris, 9 — sédiment sablonno-argileux à graviers de petite taille jusqu'à 1,5 cm, 10 — substratum de flysch (couches de Krosno)

dzaj wanny otwartej ku północy, gdzie dno obniżenia przechodzi w rozległą równinę terasową potoku Iwonickiego. Cechą charakterystyczną tego obniżenia jest jego południkowa orientacja, tj. poprzeczna do litologii i biegu warstw skalnych. Taką samą orientację mają niskie „cygarowate” garby otaczające obniżenie, a także bardzo osobliwa jednome-

trowa skałka z piaskowca warstw krośnieńskich, występująca w dolnej części stoku obrzeżającego obniżenie od strony wschodniej.

Budowę dna obniżenia określono na podstawie sześciu sond. Cztery z nich zlokalizowano w środkowej części obniżenia na przekroju poprzecznym biegnącym z NNW ku SSE, a dwie pozostałe na osi dłuższej zbiornika, tj. 120 m w górę i 200 m w dół od profilu poprzecznego. Z zestawionego materiału widać (Ryc. 4), że dno obniżenia wycięte jest w podłożu fliszowym. Najniższym osadem spoczywającym na skalnym podłożu są mułki lub miejscami (w strefach marginalnych) drobne żwirki w środowisku piaszczysto-pylastym. Wyżej leżą mułki z mięczakami, a w centralnej części także kreda jeziorna. Osady te poprzez warstwę mułków torfiastych przechodzą zazwyczaj w torfy przykryte warstwą mułków i brunatną gliną ilastą.

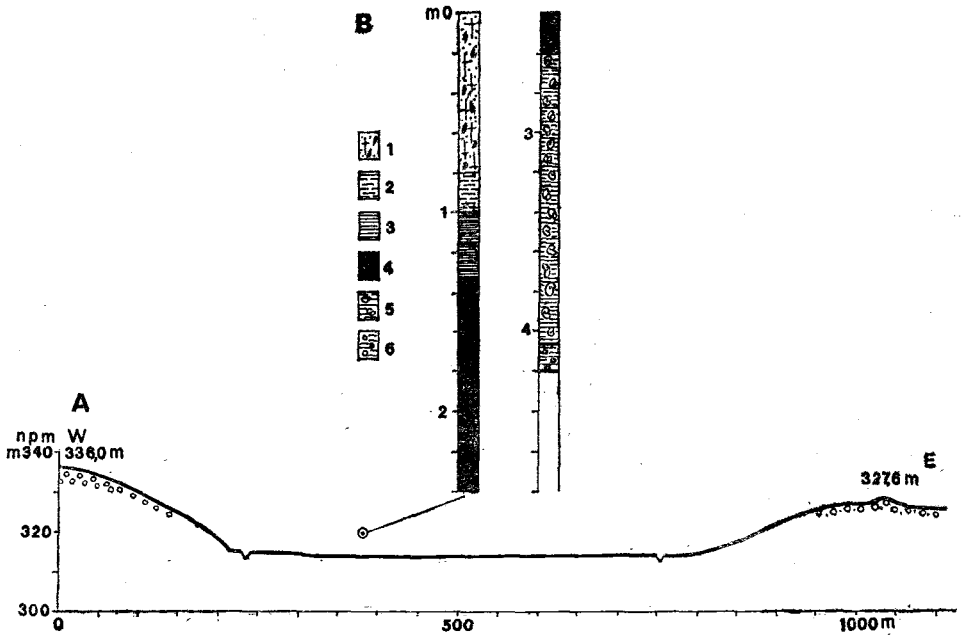
Pojedyncza sonda (nr II), wykonana w południowej części obniżenia, przewierciła zaledwie 10 cm torfu i wykazała brak kredy jeziornej przy silnym rozwoju mułków przeważnie z mięczakami podścielonych żwirkami. Natomiast w sondzie IX, wykonanej w północnej części obniżenia, przewiercono tylko mułki bez mięczaków o miąższości 250 cm, przykryte 50 cm warstwą torfu i 20 cm warstwą glin brunatnych.

Zarówno sytuacja morfologiczna omawianego zbiornika, jak i pionowe oraz poziome rozmieszczenie jego osadów wykazują duże analogie do zbiorników położonych w okolicach między Łęzanami a Miejscem Piastowym, a w szczególności do zbiornika Kępa. W zbiorniku Rogi-Stojaki także zaznaczył się okres istnienia otwartego jeziora, w którym sedymentowały mułki z fauną, a w centralnej jego części kreda jeziorna i, wyżej, torfy.

2. OBNIŻENIE KLIMKÓWKA-STAWY

Obniżenie Klimkówka-Stawy znajduje się około 1 km na NE od wsi Klimkówka, położonej przy drodze Miejsce Piastowe-Rymanów. Jest to obszerne (około 36 ha), półowalne obniżenie o dnie położonym na wysokości około 314 m n.p.m., otoczone niemal ze wszystkich stron stokami niskich wyrównanych garbów o wysokościach względnych około 20 m. W kierunku SSE dno omawianego obniżenia łączy się bramą 300-metrowej szerokości z rozległą holoceniską terasą doliny potoku Tabor. Aktualnie obniżeniem tym płynie potok Flora, wpływający do obniżenia od SSW skrzywkową doliną o szerokości dna około 100 m. Wspomniana brama mieści się między dwoma „wrzecionowatymi” wzgórzami o kierunku SSW—NNE, ograniczającymi kotlinę Rymanowa od zachodu. Wzgórze południowe jest wyższe, odizolowane od innych wzgórz i pozbawione pokrywy żwirowej. Natomiast wzgórze północne jest okryte płatem żwirów spoczywających na cokole skalnym warstw krośnieńskich. Ogranicza

KLIMKÓWKA— STAWY (obiekt północny)



Ryc. 5. Wykształcenie osadów w dnie obniżenia Klimkówka-Stawy. A — profil poprzeczny obniżenia z pokrywą żwirową ze zlodowacenia południowopolskiego (Mindel), B — następstwo osadów w dnie obniżenia. 1 — glina brunatna lekko humusowa, zbita, z przerostami żółtorzawymi i popielatymi, ilasta z nielicznymi zwęglonymi szczątkami roślin (warstwa aluwialna), 2 — mułek popielaty, ilasty, zwężły, 3 — mułek torfiasty, stalowoczarciawy, ilasty, 4 — torf ciemnobrązowy, słabo rozłożony, w dolnej części bardziej rozłożony, zbity, w najwyższej części lekko zalony, 5 — mułek ilasty niebieskozielonkawy z obfitą fauną ślimaków i licznymi przerostami białawymi, 6 — mułek ciemnostalowy z drobnymi żwirkami i gniazdami białawymi, silnie burzy w HCl

Fig. 5. Succession de dépôts dans la dépression Klimkówka-Stawy. A — coupe transversale à gauche de la dépression un fragment de la couverture de graviers (glaciation de la Pologne méridionale-Mindel est visible), B — Succession des dépôts au fond de la dépression. 1 — couche alluviale — limon brun faiblement humifère, compact, avec lentilles jaune-ruillâtres et grises à fragments des plantes carbonisées, 2 — vase gris, argileuse, compacte, 3 — vase tourbeuse gris-noirâtre, argileuse, 4 — tourbe brun-foncée, faiblement décomposée, compacte, dans sa partie sommitale faiblement argileuse, 5 — vase argileuse bleu-verdâtre à Mollusques abondants et avec de nombreuses taches blanchâtres, 6 — vase gris-foncée à gravier minces et avec des taches blanchâtres fort calcaireuses

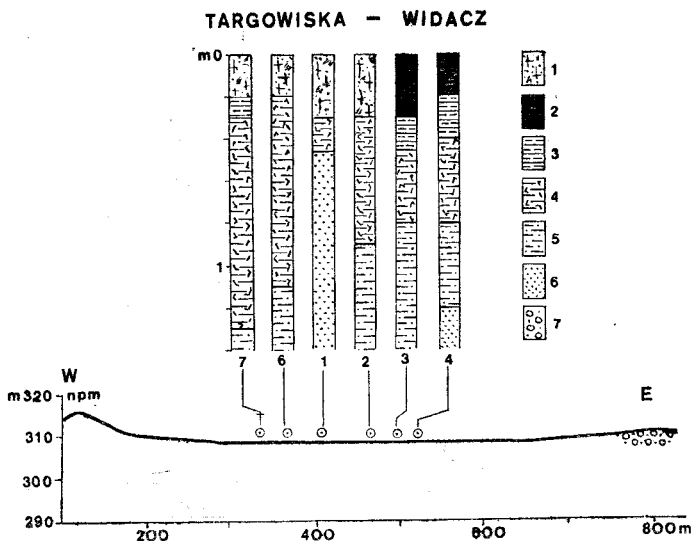
ono obniżenie od północy. Wzgórze to dalej ku północy łączy się przemykiem z „płaskowyżem” rozległego, żwirowego poziomu Pustyn. Obniżenie Klimkówka-Stawy jest zatem wymodelowane w obrębie poziomu Pustyn i jego cokołu. Należy podkreślić, że dno tego obniżenia jest wklęsłe i największe jego przegłębienie znajduje się w NNE części.

Sonda zlokalizowana około 150 m od jego zachodniej krawędzi, a więc na zewnątrz od maksymalnej depresji, nie osiągając fliszowego podłoża, dała następującą sekwencję osadów (od powierzchni): 80 cm warstwa gliny brunatnej, 20 cm warstwa mułku ilastego, popielatego, 30 cm warstwa mułku torfiastego, 130 cm warstwa torfu ciemnobrązowego oraz 145 cm warstwa mułków ilastych z obfitą fauną mięczaków. W dnie sondy nawiercono 15 cm mułku z drobnymi żwirikami (Ryc. 5). Sonda ta wykazała obecność osadów jeziornych przechodzących w bagienne, następnie przykrytych glinami. Z uwagi na peryferyjną lokalizację sondy jest możliwe, że w centralnej strefie zbiornika występuje ponadto kreda jeziorna poniżej torfów, podobnie jak w wielu innych basenach (np. Kępa, Jezioro, Rajsy, Rogi-Stojaki). Nieznany jest również rozwój i miąższość najstarszych osadów zbiornika i nie wiadomo czy ily ze żwirikami napotkane w dnie sondy stanowią górną część bardziej miększej warstwy żwirowej, leżącej na podłożu fliszowym, czy też wkładkę wśród mułków ilastych.

3. OBNIŻENIE TARGOWISKA-WIDACZ

W odległości około 0,5 km na E od wsi Targowiska występuje rozległe, owalne obniżenie o płaskim i podmokłym dnie. Dno tego obniżenia znajduje się na wysokości około 307 m npm, a jego wymiary wynoszą: szerokość 200—400 m, długość około 800 m. Obniżenie ma orientację południkową i znajduje się u wylotu około 1 km doliny skrzynkowej (z płaskim dnem o szerokości 150 m), wciętej około 6 m w żwirowy poziom Pustyn. Obniżenie jest wymodelowane w strefie kontaktowej poziomu Pustyn z niskimi garbami Targowisk. Należy ono do tego samego ciągu obniżeń o kierunku NW—SE, w obrębie którego występuje szereg zbiorników na linii Jezioro, Kępa—Rajsy. Od strony zachodniej obniżenie ograniczają stoki niskich garbów Targowisk (do 324,7 m npm), a od strony wschodniej niski, około 1,5 m, silnie wyrównany załom żwirowego poziomu Pustyn (310 m npm) z graniakami wiatrowymi na powierzchni. Ku północy obniżenie zwęża się do kilkudziesięciu metrów i łączy z korytem doliny potoku Przecznicza, wciętych około 3 m w poziom Pustyn.

Sześć sond zlokalizowanych w poprzek tego obniżenia (około 100 m na S od drogi Targowiska-Widacz) dało wgląd w jego budowę (Ryc. 6). Osadem spągowym wyścielającym dno obniżenia są piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirikami o średnicy do 2 cm oraz mułki piaszczyste. Na nich spoczywają mułki ilaste. We wschodniej części obniżenia na mułkach ilastych leżą mułki torfiaste i torfy, natomiast w centralnej i zachodniej części mułki ilaste przechodzą ku górze w brunatne gliny napływowe. Sondy tego obniżenia wskazują, że w okresie sedimentacji jego osadów istniał odpływ wód, przy zaznaczającym się spadku ich prędkości w obrębie samego obniżenia. Jedynie pod koniec zapeł-



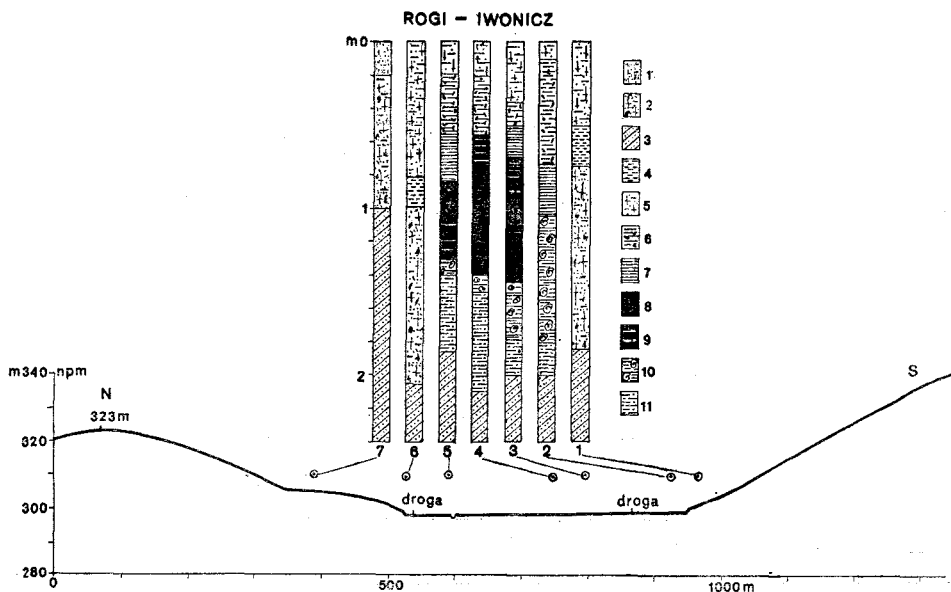
Ryc. 6. Wykształcenie osadów w dnie obniżenia Targowiska-Widacz. 1 — glina zatorfiona, 2 — torf kruchy, 3 — mułek torfiasty, 4 — mułek ilasty żółtorzawy, 5 — mułek piaszczysty, 6 — piasek średnio- i drobnziarnisty, 7 — pokrywa żwirowa poziomu Pustyn (Riss)

Fig. 6. Succession des sédiments dans la dépression Targowiska-Widacz. 1 — limon tourbeux, 2 — tourbe fragile, 3 — vase tourbeuse, 4 — vase argileuse jaunero-ruillâtre, 5 — vase sableuse, 6 — sable à grains moyens et fins, 7 — couverture de graviers de Pustyny (Riss)

niania zbiornika, we wschodniej jego części istniał krótkotrwały basen stagnującej wody, który uległ zatorfieniu w czasach niemal współczesnych.

4. OBNIŻENIE ROGI-IWONICZ

Pomiędzy Iwoniczem-Rogami a Suchodołem ciągnie się szerokie ponad 400 m równoleżnikowe obniżenie o płaskim i podmokłym dnie, położonym na wysokości około 298 m n.p.m. Na odcinku Iwonicz-Rogi obniżenie to od strony południowej jest ograniczone stromym stokiem garbu Rogowskiej Góry o wysokości około 400 m n.p.m, a od strony północnej stokami niskich garbów o wysokości do 330 m n.p.m. Na tym odcinku o długości około 5 km obniżenie ma przebieg niemal równoleżnikowy. W kierunku zachodnim (za szosą Miejsce Piastowe — Du- kła) obniżenie skręca ku północy i biegnie w kierunku na Suchodół. Omawiane obniżenie odróżnia się tym od wszystkich pozostałych zbiorników, że znajduje się w obrębie martwej doliny potoku Iwonickiego. W Rogach współczesny potok Lubatówka rozcina w poprzek martwą dolinę do głębokości około 6 m i poniżej szkoły wpływa w przełom regresyjny.



Ryc. 7. Wykształcenie osadów w obniżeniu Rogi-Iwonicz (Sondy: 1, 6, 7 w obrębnie dolnych części stoków, sondy 2—5 w obrębnie dna obniżenia). 1 — glina brunatna, pylasto-piaszczysta, słabo próchniczna (warstwa orna), 2 — glina żółtobrunatna lub stalowopopielata z przerostami rdzawymi, pylasto-ilasta lub pylasto-piaszczysta, nie burzy z HCl (niższe poziomy profilu glebowego), 3 — glina żółtobrunatna lub stalowopopielata, pylasto-piaszczysta, silnie zbita, burzy z HCl (robi wrażenie zwictrzeliny gruboławicowego piaskowca warstw krośnieńskich), 4 — kopalny poziom próchniczny, glina pylasto-ilasta, zbita, brunatnoczarniawa, 5 — glina brunatna, pylasta z rdzawymi cętkami, słabo humusowa (warstwa deluwiiów), 6 — mułek ilasty, stalowopopielaty z przerostami rdzawymi i zwęglonymi szczątkami roślin, 7 — mułek torfiasty, ilasty, stalowoczarniawy z przerostami rdzawymi, 8 — torf silnie rozłożony, brązowoczarniawy, 9 — torf zailony, brązowy, zbity, 10 — mułek ilasty z obfitą fauną mięczaków, zielonkawoniebieskawy, 11 — mułek piaszczysty, stalowopopielaty bez fauny

Fig. 7. Succession des sédiments de la dépression Rogi-Iwonicz. (Sondages 1, 6, 7 — sur les parties inférieures des versants, sondages 2—5 — au fond de la dépression). 1 — limon brun, faiblement humifère (couche arable), 2 — limon jaune-brun ou gris avec imprégnations ruillâtres, argileux ou sableux, noncalcaireux (partie inférieure du profil du sol), 3 — limon jaune-brun ou gris sableux, compact, calcaireux (produit d'altération des grès à gros bancs des couches de Krosno), 4 — horizon humifère fossile, limon argileux, compact, brun-noirâtre, 5 — limon brun avec petites taches ruillâtres, faiblement humifère, colluvial, 6 — vase argileuse, grise avec lentilles ruillâtres et fragments des plantes carbonisées, 7 — vase tourbeuse argileuse, gris-noirâtre avec lentilles ruillâtres, 8 — tourbe fort décomposée brun-noirâtre, 9 — tourbe argileuse, brun, compacte, 10 — vase argileuse bleu-verdâtre à Mollusques abondants, 11 — vase sableuse gris sans Mollusques

Budowa dna obniżenia Rogi-Iwonicz była badana na przekroju w Rogach, około 800 m na wschód od obecnego koryta Lubatówki (Ryc. 7). Na przekroju tym szerokość dna obniżenia wynosi około 400 m. Od strony

południowej u wylotów wciosowych dolinek, rozcinających północny stok garbu Rogowskiej Góry, na dno obniżenia sypane są stożki napływowe. Dwa pierwsze z nich, a szczególnie drugi (licząc od zabudowań w Rogach), bardzo wyraźnie zaznaczają się w morfologii. Ten ostatni ma kształt wąskiego, wydłużonego wału przegradzającego w poprzek $\frac{3}{4}$ szerokości dna obniżenia. Jest wyższy o około 2 m ponad równinne dno doliny. Pomiędzy tymi 2 stożkami został poprowadzony profil w poprzek obniżenia z S na N, w którego obrębie wykonano 7 sond świdrem ręcznym. 3 sondy zostały zlokalizowane w obrębie stoków, a 4 w dnie obniżenia.

Z zestawienia wykonanych sond wynikają następujące wnioski: 1) skalne dno obniżenia Rogi-Iwonicz zbudowane z piaskowców warstw krośnieńskich znajduje się na głębokości około 2 m i jest względnie wyrównane, 2) osadami wyścielającymi dno obniżenia, idąc od dołu, są: a) mułki piaszczyste stalowopopielate bez śladów skorupki mięczaków; b) mułki ilaste zielonkawoniebieskawe z licznymi skorupkami mięczaków — silnie wapniste; c) torf brązowoczarniawy i torf zailony, brązowy; d) mułek torfiasty, stalowoczarniawy, ilasty z przewarstwieniami rdzawymi; e) mułek ilasty, popielaty, z przerostami rdzawymi i szczątkami zwęglonej roślinności; f) glina brunatna lub stalowopopielata, ilasta, z małą zawartością humusu.

Na stokach otaczających dno obniżenia na podłożu warstw krośnieńskich występuje pokrywa zwietrzelinowa piaszczysto-pylasta, barwy żółtawej, przechodząca wyżej w żółto-brunatną. W obrębie tej pokrywy u podnóża obydwu stoków występuje pełny profil kopalnej gleby z 20 cm poziomem próchniczym, przykryty 50 i 80 cm warstwą deluwiów. Na stoku N, około 100 m w górę, na małym spłaszczeniu brak jest pełnego profilu glebowego. Występuje tutaj tylko warstwa orna, słabo humusowa, a pod nią glina żółto-brunatna z przerostami rdzawymi, pylasto-ilasta, zbita.

Z charakteru osadów wyścielających dno obniżenia można wyróżnić 4 zasadnicze fazy ich narastania: fazę depozycji mułków dolnych; fazę depozycji mułków silnie wapnistych z obfitymi skorupkami mięczaków, odpowiadających osadom jeziornym innych zbiorników; fazę depozycji torfów oraz fazę depozycji glin brunatnych przykrywających torfy. Z fazą depozycji torfów w obniżeniu należy wiązać tworzenie się poziomu próchniczego na stokach, z fazą zaś depozycji glin brunatnych lub stalowych, przykrywających torfy w obniżeniu i horyzont próchniczy w dolnej części stoku, z denudacją gleb w wyższych częściach stoków.

Zastanawiające jest, że w sondach wykonanych w poprzek omawianego obniżenia, o typowej formie szerokiej martwej doliny, nie napotkano żadnych żwirów lub żwirków, których należałoby oczekiwać poniżej osadów jeziornych. Do czasu zbadania sondami tego rozległego obniżenia na większej powierzchni problem ten pozostanie otwarty.

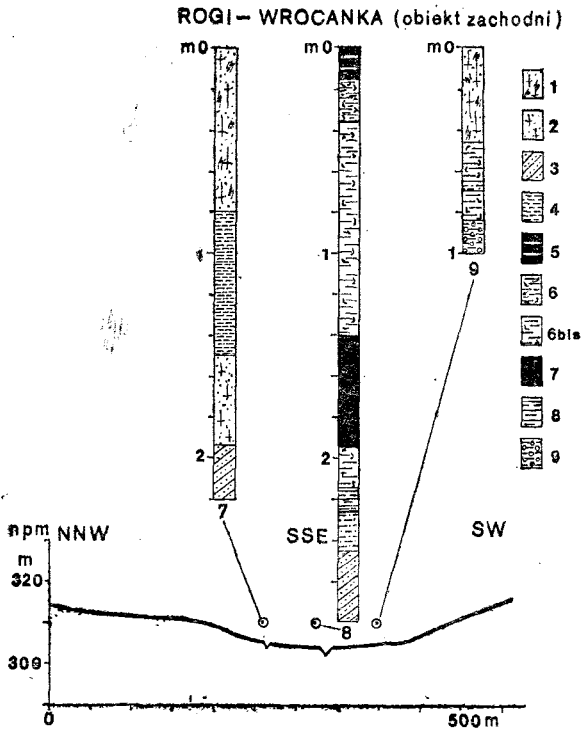
5. OBNIŻENIE ROGI-WROCANKA

Przy zakręcie martwej doliny, w miejscu zmiany jej kierunku na północy, znajduje się owalne obniżenie (długość około 400 m, szerokość 300 m) o dnie podmokłym położonym na wysokości 299,5 m n.p.m. Jest ono z trzech stron ograniczone stokami otaczających go niewysokich garbów, a od strony wschodniej dno obniżenia łączy się około 100 m przemykiem z dnem martwej doliny. Do tego obniżenia uchodzą dwie krótkie, ale szerokie dolinki nieckowate oraz znacznie większy potok Turowski, nazywany również Debrą. Ten ostatni płynie w formie wciosowej, biorącej swój początek na górze Kochanówka powyżej 400 m n.p.m. U wylotów dolinek nieckowatych rozprzestrzeniają się płaskie stożki napływowe. Natomiast stożek potoku Debra ma kształt wypukły, wachlarzowaty, wyraźnie zaznaczający się w morfologii. Bierze on swój początek około 300 m za szosą Miejsce Piastowe—Dukla i jest rozcięty potokiem na lewej jego poboczniczy. Stożek ten kieruje się ku północy pomiędzy omawianym małym obniżeniem a skracającą martwą doliną. Sonda nr 9, usytuowana na tej linii, wykazała brak torfów oraz płytkie występowanie żwirów już na głębokości 80 cm. Z tego wynika, że sedymentacja mułków, a następnie torfów w omawianym obniżeniu (stwierdzonych na głębokości 140 do 240 cm) uwarunkowana została podparciem przez osady tego stożka.

W obniżeniu zostały wykonane 3 sondy: sonda nr 8 została zlokalizowana w centralnej części obniżenia, sonda nr 7 w północnej jego części, w strefie przejścia płaskiego dna w stok, a sonda nr 9 — 160 m na E od sondy nr 8 w obrębie martwej doliny (Ryc. 8). Najpełniejszy obraz depozycji osadów bagiennych daje sonda nr 8 z centralnej części obniżenia. Na podłożu piaszczowco-łupkowym warstw krośnieńskich występują tutaj mułki piaszczyste i mułki ilaste nie burzące z HCl, przedzielone 10-centymetrową warstwą czarnego mułku torfiastego, wyżej 60 cm warstwa torfu, a na niej 120 cm warstwa mułków ilastych popielatozielonkawych, w górnej części z obfitym orsztynem. Depozycję osadów bagiennych kończy 15 cm warstwa torfu zaglinionego, słabo rozłożonego.

Sonda nr 7 pokazuje budowę marginalnej strefy obniżenia. Występuje tu pełny profil kopalnej gleby rozwiniętej na zwietrzelinie piaszczowców warstw krośnieńskich z bardzo mięszym (70 cm) kopalnym poziomem próchnicznym, przykrytym 80 cm warstwą deluwii. Znaczna część kopalnego poziomu próchniczego jest pochodzenia deluwialnego.

Sonda nr 9 informuje o budowie SE części obniżenia. Tutaj na drobnych żwirikach o średnicy do 1,5 cm, tkwiących w środowisku ilastym (których nie przebito), spoczywa 30 cm warstwa mułku ilastego, w środkowej części z pojedynczymi żwirikami, a na nich 45 cm warstwa glin napływowych. Jest to strefa przejściowa depozycji fluwialnej stożka po-



Ryc. 8. Wykształcenie osadów w obniżeniu Rogi-Wrocanka (Sondy: 8 i 9 w obrębie dna obniżenia, sonda 7 w dolnej części stoku). 1 — glina brunatna z rdzawymi cętkami, pylasto-piaszczysta, słabo humusowa (warstwa deluwialna u podnóża stoku, aluwialna w dnie obniżenia), 2 — glina żółtooliwkowa, ilasto-pylasta (niższe poziomy profilu glebowego), 3 — utwór żółtawy lub oliwkowy, piaszczysto-pylasty, sypki lub mazisty, ilasty (robi wrażenie zwietrzeliiny piaskowca i łupków warstw krośnieńskich), 4 — kopalny poziom próchniczny, ilasto-pylasty, czarniawy, zbity, 5 — torf lekko zailony, brązowy, słabo rozłożony, 6 — mułek pylasto-ilasty, popielatozielonkawy z bardzo licznymi конкреcjami orsztynu i zwęglonych szczątków roślin, 6 bis — mułek pylasto-ilasty, popielatozielonkawy, ale bez конкреcji żelazistych, 7 — torf brązowoczarniawy, kruchy, dobrze rozłożony, 8 — mułek torfiasty, czarny, 9 — mułek piaszczysty, niebieskozielonkawy z drobnymi żwirkami o średnicy do 1,5 cm

Fig. 8. Succession des sédiments dans la dépression Rogi-Wrocanka. (Sondages 8 et 9 au fond de la dépression, sondage 7 sur la partie inférieure du versant). 1 — limon brun avec petites taches ruillâtres, sableux, faiblement humifère (couche colluvial au pied du versant et alluviale au fond de la dépression), 2 — limon jauno-olive, argileux (partie inférieure du profil du sol), 3 — produit d'altération des grès et des schistes des couches de Krosno, matériaux argilo-sableux friable ou argileux plastique, jaune-olive, 4 — horizon humifère fossile, argileux, noirâtre, compact, 5 — tourbe légèrement argileuse, brun, faiblement décomposées, 6 — vase argileuse gris-verdâtre avec de très nombreuses concrétions ferrugineuses et des fragments de plantes carbonisées, 6bis — vase argileuse, gris verdâtre sans concrétions ferrugineuses, 7 — tourbe brun-noirâtre, fragile, décomposée, 8 — vase tourbeuse noire, 9 — vase sableuse, bleu-verdâtre avec addition de menus graviers jusqu'à 1,5 cm

toku Turowskiego z depozycją jeziorną. Ze względu na to, że w omawianym basenie poniżej torfów nie stwierdzono ani kredy jeziornej, ani mułków wapnistych z mięczakami, rozwój osadów tego obniżenia wykazuje analogie do takich zbiorników bagiennych, jak Średnia Łąka i Targowiska-Widacz.

LITOSTRATYGRAFIA I WIEK OSADÓW JEZIORNO-BAGIENNYCH

Opisane stanowiska z osadami jeziorno-bagiennymi pomiędzy Krośnem a Rymanowem, a także inne dawniej stwierdzone na tym obszarze (Tab. 1) oraz stanowiska takich osadów z Roztok i Tarnowca koło Jasła oraz z Zapowiedzi koło Beska mają pewne cechy wspólne w następstwie osadów oraz pewne cechy odróżniające je. Wśród tych stanowisk z punktu widzenia charakteru osadów i ich następstwa można wyróżnić trzy podstawowe typy profili litostratygraficznych (Ryc. 9).

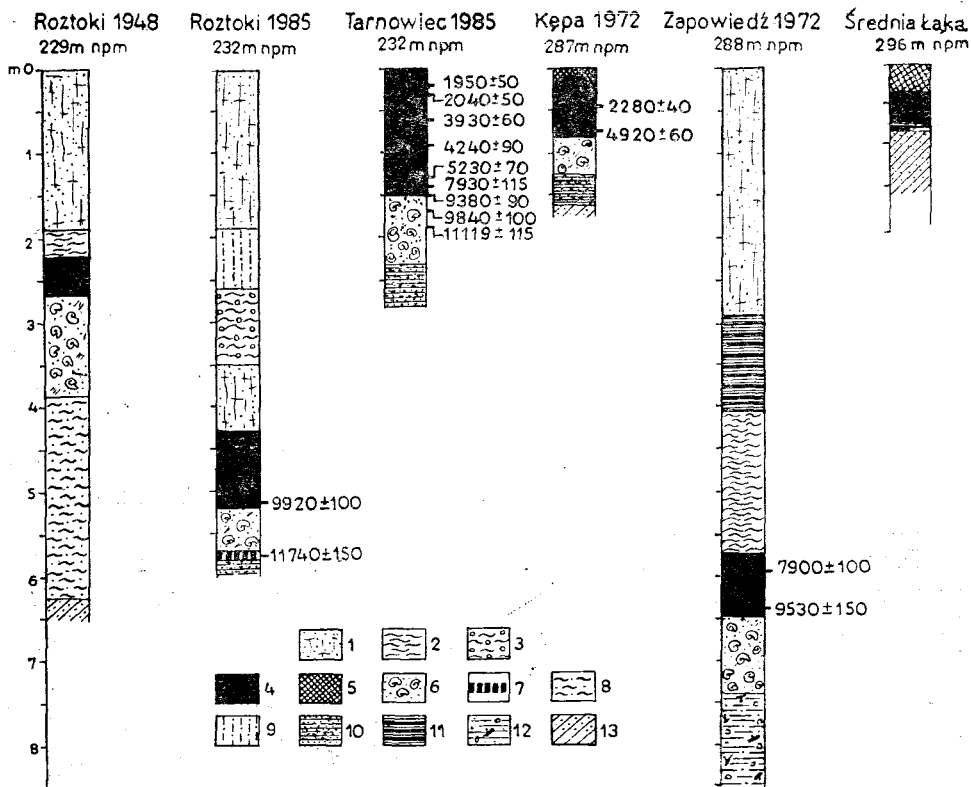
I — profile osadów jeziorno-bagiennych (mułki, osady węglanowe, torfy) przykryte kilkumetrową serią osadów fluwialnych (mułki ilaste, piaski i mułki ze żwirkami), o łącznej miąższości 2,5—6,5 m;

II — profile osadów jeziorno-bagiennych bez osadów fluwialnych w nadkładzie (mułki, osady węglanowe, torf), o łącznej miąższości 1,5—3,5 m;

III — profile osadów bagiennych (torfy) bez węglanowych osadów w spągu, o łącznej miąższości 1,4—2,5 m.

Wyróżnienie trzech typów profili litostratygraficznych wiąże się z ich położeniem topograficznym. Pierwszy typ profilu występuje w szerokich dnach dolin większych rzek mających duże powierzchnie zlewni. W takiej sytuacji morfologicznej miąższość osadów jeziorno-bagiennych przykrytych osadami fluwialnymi, chociaż w skali bezwzględnej nieduża (do 7 m), jest jednak wielokrotnie większa niż w obydwu pozostałych. Drugi typ profilu występuje w centralnych strefach małej i średniej wielkości obniżeń położonych z dala od większych rzek, mających stosunkowo małe powierzchnie zlewni. Trzeci typ profilu występuje przeważnie w małych obniżeniach o bardzo niskim progu podłoża u ich wylotu i położony jest również z dala od większych rzek.

Profile litostratygraficzne zarówno drugiego, jak i trzeciego typu znajdują się w obniżeniach wymodelowanych w podłożu fliszowym pomiędzy garbami, przeważnie o stosunkowo stromych stokach (10—15°) lub niekiedy częściowo wśród reliktywów najniższej położonej żwirowej pokrywy z glaciału północnopolskiego (zespół obniżeń na południe od Łężan), a także częściowo wśród pokrywy żwirowo-piaszczystej z glaciału środkowopolskiego (obniżenie Targowiska-Widacz). Oba te typy profili charakteryzują się bardzo małymi miąższościami osadów, są silnie skonden-



Ryc. 9. Wybrane profile osadów jeziorno-bagiennych z dokumentacją paleobotaniczną i radiometryczną C-14. 1 — glina żółta, 2 — il, 3 — il z otoczkami, 4 — torf, 5 — gleba torfowa, 6 — kreda jeziorna z fauną mięczaków, 7 — kreda z torfem, 8 — il piaszczysty, 9 — piasek gliniasty, 10 — mułek piaszczysty, 11 — mułek z przerostami torfu, 12 — mułek piaszczysty ze żwirikami, 13 — podłoże fliszowe w górnej części zwietrzałe

Fig. 9. Colonnes choisies des sédiments lacustro-palustres avec documentation paléobotanique et radiométrique C-14. 1 — limon jaune, 2 — argile, 3 — argile à graviers menus, 4 — tourbe, 5 — sol tourbeux, 6 — craie lacustre avec Mollusques, 7 — craie avec tourbe, 8 — argile sableux, 9 — sable limoneux, 10 — vase sableuse, 11 — vase avec lentilles de tourbe, 12 — vase sableuse avec de menus graviers, 13 — substratum de flysch, altéré dans sa partie sommitale

sowane, ale posiadają zaznaczoną obecność niemal wszystkich horyzontów litologicznych rozwiniętych w formie typowej. Wśród tych utworów obecne są lokalnie także inne osady. U wylotów małych dolinek są to mułki piaszczyste i mułki ze żwirikami mające mały zasięg i małą miąższość. Udział tych osadów w stosunku do jeziorno-bagiennych jest stosunkowo niewielki. W strefie kontaktu pomiędzy stokami a płaskim dnem obniżenia są to wkładki glin deluwialnych, ząbwiących się z osadami jeziornymi. W tym ostatnim przypadku osady strefy marginalnej mają zwiększoną miąższość w stosunku do profili położonych w centralnych

strefach zbiorników. Jednak w sumie stanowią one niewielką część ogólnej objętości zbiorników.

Wspólną cechą dla wszystkich profili litostratygraficznych jest obecność poziomu torfów, a dla większości z nich (typ I i II) obecność podścielających je poziomów kredy jeziornej, a niżej mułków wapnistych (w górnej części z reguły z obfitą fauną wodnych mięczaków).

Następstwo osadów w obniżeniach bezodpływowych czy o utrudnionym odpływie jest rezultatem określonego zespołu procesów morfogenetycznych w ich zlewniach, których natężenie i przebieg jest uzależniony od lokalnych warunków, a szczególnie od szaty roślinnej. Zmiany tej ostatniej są uwarunkowane głównie zmianami klimatu. Dla poznania przyczyn zmian miąższości i litologii osadów w poszczególnych zbiornikach oraz synchroniczności czy diachroniczności tych zmian prócz sytuacji morfologicznej konieczne są korelacje z wynikami datowań radiometrycznych szczątków organicznych występujących w tych osadach oraz wyniki analiz paleobotanicznych i malakologicznych.

Przed próbą przeprowadzenia takich korelacji należy podać kilka wyjaśnień. Próby do analiz radiometrycznych pobierane były z torfów zalegających na małych głębokościach i w takich przypadkach zawsze należy liczyć się z możliwością odmłodzenia otrzymanych dat. Dotyczy to szczególnie dat uzyskanych z bardzo skondensowanych torfów małych zbiorników, nie przykrytych miąższem nadkładem osadów fluwialnych czy deluwialnych. Zostało to opisane wcześniej na przykładzie zbiornika Kępa, gdzie najniższa próba do datowań radiometrycznych była pobrana 60 cm od powierzchni. Odmłodzenie wyników dat radiometrycznych w takim przypadku może być spowodowane penetracją korzeni roślin zarówno przerastających osad aktualnie, jak i w niedawnej przeszłości w czasie tworzenia się coraz młodszych torfów oraz przez infiltrację w głąb świeżych związków humusowych z powierzchni torfowiska. Inne przyczyny otrzymania błędnych dat mogą także tkwić w nieprecyzyjnym i niestarannym pobieraniu samych prób, czy późniejszej ich obróbce w laboratorium (P a z d u r 1982). Wszystko to wpływa na wynik końcowy, a przykładem są „młodsze” daty położone poniżej dat „starszych”, czy też daty zbliżone do siebie, ale reprezentujące znaczny interwał czasowy.

Badania paleobotaniczne na niektórych stanowiskach omawianego obszaru zostały wykonane z całego profilu osadów (Roztoki 1935, Zapowiedź 1970, Kępa 1972, Tarnowiec 1986), w innych tylko z części profilu osadów (powtórne badania profilu z Roztok 1986). W tym ostatnim przypadku brak kolumny litologii osadów przy diagramie palynologicznym stwarza duże utrudnienie w korelacji ważniejszych zmian w historii roślinności ze zmianami w charakterze osadów w tym samym okresie.

Próby do badań paleobotanicznych w przypadku Kępy pobierane były z kilkucentymetrowej warstwy osadu, co może powodować, że w osadach silnie skondensowanych spektrum pyłkowe daje pseudoasocjacje

zbiorowisk roślinnych, które nie odzwierciedlają rzeczywistych zmian. Ponadto ze względu na to, że w bezpośrednim sąsiedztwie basenów występują niskie garby, a w pobliżu przebiega pasmo górskie o deniwelacjach około 500 m, spektra pyłkowe obok pyłków z najbliższego sąsiedztwa mogą zawierać znaczne domieszki także pyłków nawianych z wyższych pięter roślinnych. Jednak pełne, ciągłe profile paleobotaniczne, z dużą liczbą pobranych prób, dostarczają najbardziej wiarygodnych danych o sukcesji zespołów roślinnych (zwłaszcza w przypadkach obecności także makroszczałków) i w konsekwencji o warunkach klimatycznych oraz wieku kolejno tworzonych osadów.

Analizy malakologiczne z prób pobranych na niektórych stanowiskach były wykonywane nie z poszczególnych warstewek, ale w większości przypadków z całej warstwy zawierającej ślimaki i małże. Dane te dostarczają mniej dokładnych informacji o wieku osadów, natomiast są ważne dla określenia warunków ekologicznych w zbiornikach i ich obrzeżeniu, w tym także warunków klimatycznych.

Powyższe uwagi zmuszają do ostrożnej korelacji wyników uzyskanych z różnego rodzaju analiz z rezultatami badań charakteru i następstwa osadów dokumentujących typ i natężenie procesów morfogenetycznych.

Przy porównywaniu profili osadów z poszczególnych stanowisk nasuwa się podstawowe pytania: 1) czy główne granice pomiędzy poszczególnymi, zindywidualizowanymi poziomami litologicznymi odpowiadają sobie czasowo? oraz 2) w jakich interwałach czasowych odbywały się główne zmiany charakteru deponowanych osadów?

Z analiz litostratygraficznych można sądzić, że główne zmiany w charakterze osadów odbywały się w poszczególnych basenach w okresach zbliżonych czasowo lub nawet równocześnie. Świadczyłoby to o zmianach klimatu i związanych z nimi zmianach zespołów roślinnych, a w dalszej konsekwencji o zmianach w charakterze i natężeniu procesów morfogenetycznych.

Analizując pozycje geologiczne poszczególnych granic osadów, na początku należy rozpatrzeć granicę makroskopowo najbardziej widoczną, wyrażoną drastyczną zmianą osadów, tj. granicę pomiędzy węglanowymi, jasnymi jeziornymi osadami z malakofauną i innymi organizmami jeziornymi a nadścielającymi je ciemnymi osadami fitogenicznymi w postaci torfów, zaczynających się zazwyczaj warstewką mułku torfiastego. Według dotychczas wykonanych diagramów paleobotanicznych z Zapowiedzi, Kępy, Tarnowca i Roztok granica ta we wszystkich diagramach przypada wśród fazy preborealnej. Takie umiejscowienie tej granicy jest w przybliżeniu zgodne z wynikami datowań radiometrycznych. Istnieją wprawdzie niewielkie rozbieżności w datach, ale mogą one wynikać z różnych przyczyn. Z najniższej części torfów uzyskano daty w latach BP: Zapowiedź 9530, Tarnowiec 9380, Roztoki 9880. Odmłodzona data

próbki torfu z Kępy, pobranej ze spągowej części torfu, wynosząca 4920 lat BP, może być skorygowana na podstawie obrazu spektrum palynologicznego roślinności tego horyzontu jako odpowiadająca fazie preborealnej (około 9500), a także przez porównanie z diagramami innych stanowisk. Rozważając pozycję czasową omawianej reperowej granicy, można przyjąć, że jest ona synchroniczna lub niemal synchroniczna i przypada na około 9800—9400 lat BP, co być może odpowiada granicy pomiędzy dolnym i górnym preboreałem wyróżnianej w niektórych pracach (Starkel 1977).

Najbardziej znaczącą granicą wśród serii osadów holocenijskich jest granica pomiędzy torfami a nadścielającą serią osadów fluwialnych (mułkowych, mułkowo-ilastych i piaszczysto-ilastych ze żwirkami). Tak ostro wyrażona granica występuje tylko w basenach typu pierwszego (Zapowiedź, Roztoki). Zwraca uwagę fakt, że miąższość nadkładu na torfach, a także miąższość warstwy torfu w obydwu tych profilach jest podobna. Może to sugerować, że przerwanie narastania torfów w obydwu profilach nastąpiło w tym samym mniej więcej czasie.

W bardziej dyskretnej formie zaznacza się pewna granica również w obrębie warstwy torfu (torf czarny, pelityczny, zwięzły) w profilach typu drugiego (np. Kępa — Gerlach i in. 1972) najprawdopodobniej odpowiadająca jej czasowo.

W profilu typu pierwszego z Zapowiedzi koło Beska, gdzie opracowana jest pełna sukcesja roślinności od Allerödu po czasy współczesne, granica pomiędzy torfami a nakładem osadów madowych ukazuje spektrum pyłkowe odpowiadające górnej, młodszej części fazy atlantyckiej. Równocześnie z górnej części torfu otrzymano w tym profilu datę 7900 lat BP, tj. datę odpowiadającą w chronostratygrafii dolnej części fazy atlantyckiej. Zatem obydwie rodzaje danych są ze sobą niezgodne. Jednak analizując położenie warstwy torfu w profilach litologicznych oraz wyraźną zmianę zespołów roślinnych w czasie ich narastania (w diagramach paleobotanicznych o pełnej sukcesji roślinności Zapowiedź, Roztoki, Tarnowiec, Kępa), możemy stwierdzić, że we wszystkich tych diagramach ciepłolubny zespół roślinności: *Ulmus* — *Corylus* — *Tilia* — *Alnus* (wiąz—leszczyna—lipa—olszyna) zajmuje taką samą pozycję, tj. dolną część warstwy torfu. W Zapowiedzi i Roztokach, gdzie osadzanie torfów względnie krótkotrwałe zostało przerwane przez depozycję miąższej serii mułków fluwialnych, zespół ciepłolubny występuje w górnej części torfów, reprezentowanych tu jedynie przez najstarszą część tych torfów. Natomiast w diagramach z Kępy i Tarnowca, gdzie torfy narastały do czasów współczesnych, zespół ciepłolubny występuje wśród dolnej (lecz nie najniższej) części całej warstwy torfów, która tworzyła się w znacznie dłuższym czasie. Ten ciepłolubny zespół w Zapowiedzi odniesiony został przez Koperową (1970) do górnej części okresu atlantyckiego. Równocześnie z tej części torfu z Zapowiedzi uzyskano datę

radiometryczną 7900 BP, a z Tarnowca 7930 lat BP (Harmata 1986). Obie daty dokładnie zgadzają się ze sobą, ale według podziałów chronostratygraficznych odpowiadają one dolnemu atlantykowi. Zarysowuje się więc tutaj rozbieżność pomiędzy datami torfów podścielających nadkład fluwialny, uzyskanymi na podstawie kryteriów paleobotanicznych, a kryterium radiowęglowym. Nie wynika stąd wcale, aby granica między torfami a nadległymi mułkami fluwialnymi w profilach z Zapowiedzi i Roztok miała przebiegać w różnym czasie. W zaistniałym tu problemie można rozpatrzyć dwie możliwości: pierwsza, że granica między torfami a nadległymi mułkami aluwialnymi (biorąc pod uwagę dane radiometryczne) przypada w czasie mniej więcej zbliżonym, tj. u schyłku dolnego atlantyku. W takim przypadku zasięg wskaźnikowego zespołu ciepłolubnego (*Ulmus—Corylus—Tilia—Alnus*) powinien być skorelowany z innymi diagramami paleobotanicznymi z tego regionu; druga, że niemal identyczne dane radiometryczne z Roztok i Zapowiedzi są „postarzone” o jednakową wartość, co wydaje się w tym przypadku mniej prawdopodobne.

W basenach typu drugiego (Kępa), gdzie narastanie torfu nie zostało przerwane i zachodziło aż do czasów współczesnych, zwraca uwagę zmiana cech litologicznych torfu w pozycji, która według spektrum palynologicznego z pełnego diagramu odpowiada dolnemu atlantykowi i koreluje się ze spektrum palynologicznym stropu torfu w profilu z Zapowiedzi. Z zestawienia tych faktów może wynikać, że zmiany, które w basenach typu pierwszego zaznaczyły się inwazją osadów fluwialnych na torfy, a w basenach typu drugiego podtopieniem i zmianą roślinności porastającej torfowisko, w przybliżeniu odbywały się równocześnie w obydwu typach basenów, mianowicie w dolnej części fazy atlantyckiej (około 7900 lat BP).

Istnieje jeszcze jedna granica zaznaczająca się powszechnie (choć przeważnie nieostro) wśród najwyższej części wszystkich profili osadów holocenских związanych z gospodarczą działalnością człowieka.

W zbiornikach, w których tworzenie się torfu odbywało się w ciągu całego holocenu (tzn. w zbiornikach typu drugiego, a także i częściowo trzeciego) granica ta wyraża się występowaniem w stropie torfów warstwy torfu zaglinionego lub gleby torfowej. Ta zmiana litologii wiąże się z aktywną działalnością człowieka, która spowodowała wylesienie zlewni basenów i powstanie na ich miejscu ziemi uprawianej rolniczo. Następstwem tego stało się uruchomienie dużej ilości drobnych składników mineralnych, które przez nawiewanie w okresach zimowych i przez dekantację zawiesin z wód okresowo zalewających dna zbiorników spowodowały większe lub mniejsze wzbogacenie torfów w składniki mineralne. Równocześnie pozyskiwanie przez miejscową ludność, od początku stałego osadnictwa na tym terenie, traw i mchów z torfowisk używanych do uszczelniania i ocieplania drewnianych domów, a także i trzciny jako

karmy dla zwierząt, powodowało wydatne zubożenie powierzchni obniżeń w obumierającą materię organiczną.

Taka sama granica jest także, choć w odmiernej postaci, wyrażona również w profilach typu pierwszego przez obecność pyłków synantropijnych w warstwie madowych aluwiiów związanych z uprawą rolniczą. Wiek tej granicy określany jest na podstawie danych palynologicznych (przez pojawienie się pyłków roślin synantropijnych) i danych prehistorycznych, wynikających z różnych znalezisk archeologicznych na omawianym obszarze. Na podstawie tych danych początki omawianych zmian w osadach należy odnieść według kryteriów palynologicznych do okresu subborealnego (5100—2800 lat BP), a według znalezisk archeologicznych do środkowej jego części około 4800 lat BP (Valde-Nowak 1988; Garncarski. Machnikowie 1986). Jednak powszechne i główne nasilenie zmian w narastaniu osadów klastycznych w dnach obniżeń wiąże się z intensywną gospodarką rolną w ostatnim tysiącleciu, kiedy to już w XIII wieku na omawianym obszarze znanych jest kilkadziesiąt wsi i kilka miast (Fastnacht 1962).

Szczególny typ profilu osadów najmłodszego holocenu występuje w marginalnych strefach basenów typu drugiego i trzeciego, gdzie u podnóży stoków na torfach występuje stosunkowo gruby nadkład glin deluwialnych, wyklinowujących się stopniowo, ale dość szybko w kierunku centralnych stref basenów. Następstwo osadów w takich profilach pozornie jest podobne do profili typu pierwszego, jednakże gliniasta pokrywa spoczywająca na torfach w obydwu porównywanych przypadkach jest odmiernej genezy i odmiennego wieku. W przystokowych partiach basenów typu drugiego i trzeciego pokrywa deluwialna jest młoda, związana z rolniczą działalnością człowieka po wylesieniu. Ten sam wiek w centralnych strefach basenów ma przypowierzchniowa warstwa zaglioniowanych torfów, lecz miąższość jej jest wielokrotnie mniejsza.

Cały zespół osadów zalegających pod torfami, jak wynika z diagramów paleobotanicznych (Szafer, Jaroń 1935; Szafer 1948; Koperowa 1970; Koperowa [w] Gerlach i in. 1972; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975; Harmata 1986) oraz kilku dat radiometrycznych zawartych w tych pracach, odpowiada schyłkowym fazom glaciału północnopolskiego, a w części stropowej także wczesnej fazie preboreału. Ten zespół osadów w poszczególnych basenach typu pierwszego i drugiego w profilu pionowym wykazuje pewne zróżnicowanie litologiczne na kilka drugorzędnych poziomów stratygraficznych. Granice pomiędzy tymi poziomami nie są zbyt ostro zaznaczone, wyrażają się płynnym przejściem lub nawet okazują znaczną zmienność pomiędzy centralnymi a peryferycznymi częściami dowolnie badanego zbiornika. Idąc od spągu torfu w dół są to następujące poziomy:

A — biaława kreda jeziorna (75% CaCO_3) przepelniona skorupkami ślimaków, małży, małżoraczków i szczątków glonów wapiennych;

B — mułek ilasto-pylasty, szarozielonkawy, marglisty z licznymi skorpukami drobnych ślimaków i małży. (Należy podkreślić, że w niektórych profilach cytowanych z literatury brak jest wzmianki o obecności warstewki mułków marglistych z mięczakami w spągu kredy jeziornej. Jest możliwe, że w tych przypadkach warstewka ta nie została wyodrębniona z osadów typowej kredy);

C — mułek ilasto-pylasty lub ilasto-piaszczysty, popielatozielonkawy, marglisty, bez szczątków fauny, w dolnej części zawierający miejscami drobne żwirki. Lokalnie w stropie mułków piaszczystych w jednym profilu w Roztokach stwierdzono kilkucentymetrową warstewkę osadów węglanowych z przewarstwieniami torfów, których wiek został określony na 11 740 lat BP (Alexandrowicz i in. 1985). Ta data określa w przybliżeniu wiek granicy pomiędzy osadami węglanowymi z fauną (poziom A, B) a podścielającymi je mułkami węglanowymi bez fauny (poziom C).

Daty radiometryczne nieco młodsze uzyskane zostały ze środkowej części osadów węglanowych w Tarnowcu ($11\ 119 \pm 115$ lat BP) i z pogranicza nadścielających je torfów (9380 ± 90 lat BP), a także ze stropu osadów węglanowych przykrytych torfem z trzech profili w basenie Roztok (9920 ± 95 , 9880 ± 110 , $10\ 950 \pm 120$ lat BP) i ze stropu kredy w profilu z Zapowiedzi koło Beska (9531 lat BP). Z innych basenów dat radiometrycznych nie uzyskano. Z powyższych danych wynika, że wiek dolnej granicy osadów węglanowych (A, B, C) określa data z Roztok ($11\ 740$ lat BP), a górnej data z Zapowiedzi (9531 lat BP). Interwał czasowy depozycji tych osadów mieściłby się pomiędzy około $11\ 740$ a 9800 — 9400 lat BP, tzn. pomiędzy starszą częścią Allerödu a starszym preboreałem włącznie (około 1900 — 2000 lat).

Diagramy paleobotaniczne, opracowane ostatnio z profili Roztok i Tarnowca (Harmata 1986), wykazują w przybliżeniu podobną sukcesję zespołów roślinnych do profili z Zapowiedzi i Kępy. Na tej podstawie można przyjąć sugestię Koperowej, że osady węglanowe tworzyły się w interwale Alleröd — Młodszy Dryas po schyłek preboreału.

Z porównania tych wszystkich informacji wynika, że dane datowań radiometrycznych z jednej strony i badań paleobotanicznych z drugiej dość dobrze zgadzają się ze sobą, jeżeli chodzi o określenie wieku jeziornych osadów węglanowych zarówno we wschodniej, jak i zachodniej części Dolów Jasielsko-Sanockich.

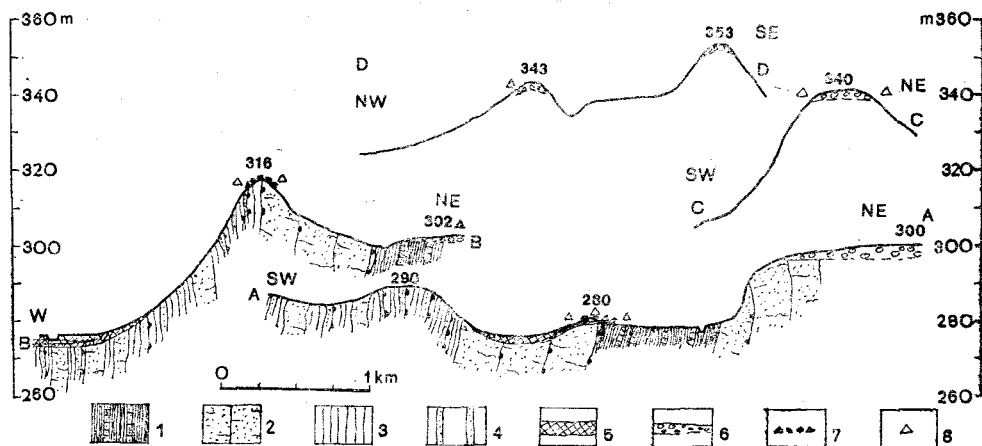
Malakofauna badana początkowo przez Urbąńskiego w Roztokach, a później przez Alexandrowicza w Roztokach, Kępie i niektórych innych zbiorowiskach koło Krosna ukazuje wśród mułków z mięczakami, a głównie w kredzie jeziornej podobne zespoły małży i ślimaków. Zespoły te złożone są z form wodnych, z niewielką domieszką ślimaków lądowych namytych do basenów z ich obrzeżeń. Wskazują one, że ob-

rzeżenia tych basenów porośnięte były trawiastą roślinnością podmokłych łąk. Zespół mięczaków z osadów węglanowych złożony jest z form o dużej tolerancji termicznej i z form zimnolubnych, jakie spotykane są obecnie na obszarach północnej Eurazji. Według Alexandrowicza te ostatnie organizmy żyły w okresach Młodszeo Dryasu i Allerödu w klimacie znacznie zimniejszym od obecnego. Zatem także dane z badań malakofauny w różnych profilach są zgodne z rezultatami badań paleobotanicznych i radiometrycznych. Należy dodać, że powyżej kredy jeziornej, a więc w dolnej części warstwy torfu, wśród wkładki mułków występujących w niektórych profilach na SE od Krosna, a pochodzących z osadów namytych z bocznych dolinek, stwierdził Alexandrowicz zupełnie odmienny młodszy zespół malakofauny. Zespół ten złożony jest ze ślimaków wyłącznie lądowych, pochodzących ze środowiska leśnego, i ma charakter zespołu bardziej ciepłolubnego, zbliżonego do klimatu współcześnie panującego. To stwierdzenie podkreśla duże znaczenie granicy stropowej części warstwy kredy jeziornej zaznaczającej się w litologii warstewką mułków, świadczących o stosunkowo wyraźnym zwilgoceniu klimatu i w konsekwencji także o przebiegu i natężeniu procesów morfogenetycznych oraz o zmianie ekosystemów w samych zbiornikach.

Najniższe osady basenów jeziornych, jakie stanowią mułki ilasto-piaszczyste bez szczątków fauny (poziom C), zawierające miejscami w dolnej części drobne żwirki, nie mają dotychczas żadnych dat radiometrycznych. Mułki te dostarczyły jedynie bardzo skąpych danych palynologicznych pochodzących głównie z ich górnej części. Z pozycji geologicznej mułków można wnosić, że tworzyły się one nie później niż z początkiem Allerödu i mogą też obejmować Starszy Dryas, a może nawet i Bölling.

Dla rozważenia tego zagadnienia pewne przesłanki mogą wynikać z obserwacji stosunku tych mułków do utworów ich podłoża. Kontakt tych mułków z podłożem w bardzo licznych profilach, w których zostało ono osiągnięte, przedstawia zawsze powierzchnię nieciągłości denudacyjnej z wyraźną, dużego rzędu luką czasową. Podłoże to w poszczególnych profilach nawet tego samego basenu może być różnego rodzaju. W ogromnej większości przypadków są to skały fliszowe różnych poziomów oligocenu — głównie warstwy krośnieńskie, tj. kompleksy piaskowcowo-łupkowe, łupkowe lub piaskowców gruboławicowych, zazwyczaj dość stromo lub pionowo ustawionych. W górnej części są one zwietrzałe i zmienione w warstwę zwietrzelinową o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów. Zwietrzelina ta nie musiała utworzyć się przed osadzeniem utworów wyścielających dna zbiorników, ale mogła i może nadal współcześnie rozwijać się pod przykryciem osadów niewielkiej miąższości. W części profili osady młodoczwartorzędowe spoczywają w zagłębieniach wymodelowanych w obrębie utworów żwirowo-piaszczystych, które mogą być odniesieniem do glaciału środkowopolskiego (Targowiska-Widacz).

W brzeźnych częściach niektórych basenów wyścielonych osadami je-



Ryc. 10. Sytuacja morfologiczna płyt żwirowych z wielograciami na powierzchni (lokalizacja linii przekrojów Ryc. 1, wg Gerlach i in. 1985). Podłoże fliszowe: 1 — łupki menilitowe z kwarcytowymi piaskowcami, 2 — gruboławicowy piaskowiec warstw krośnieńskich, 3 — łupki margliste warstw krośnieńskich, 4 — cienkoławicowe piaskowce warstw krośnieńskich, Czwartorzęd: 5 — osady jezioro-bagienna, 6 — pokrywy żwirowe, 7 — reliktywne pokrywy żwirowe, 8 — stanowiska z wielograciami

Fig. 10. Situation morphologique des lambeaux à couvertures de graviers avec ventifacts (localisation des coupes sur la Fig. 1, d'après Gerlach *et al.* 1985). Substratum de flysch oligocène: 1 — schistes ménilitiques avec intercalations des grès quarcitiques, 2 — grès à gros bancs des couches de Krosno, 3 — schistes marneux des couches de Krosno, 4 — grès à bancs minces intercalés de schistes des couches de Krosno. Quaternaire: 5 — sédiments lacustro-palustres, 6 — couvertures des graviers, 7 — fragments des couvertures de graviers fortement détruites, 8 — points avec ventifacts

ziarno-bagiennymi występują relikty zniszczonej, najmłodszej pokrywy żwirowej odpowiadającej glacjałowi północnopolskiemu i zawierającej na powierzchni liczne graniaki wiatrowe (Ryc. 10). Pojedyncze graniaki spotyka się też na dnie basenów, tj. na granicy pomiędzy zwietrzalymi skałami fliszowymi, a najstarszymi osadami wyścielającymi dna basenów, tj. mulkami bez fauny. Obecność szczątków niskiej terasy z wczesnych faz glacjału północnopolskiego oraz występowanie w jej obrębie graniaków, uformowanych w czasie późniejszym niż sama pokrywa, w pewnym stopniu określają wiek początku tworzenia się osadów mulkowych (poziom C). Czas ten musiał przypadać po górnym pleniglacjał.

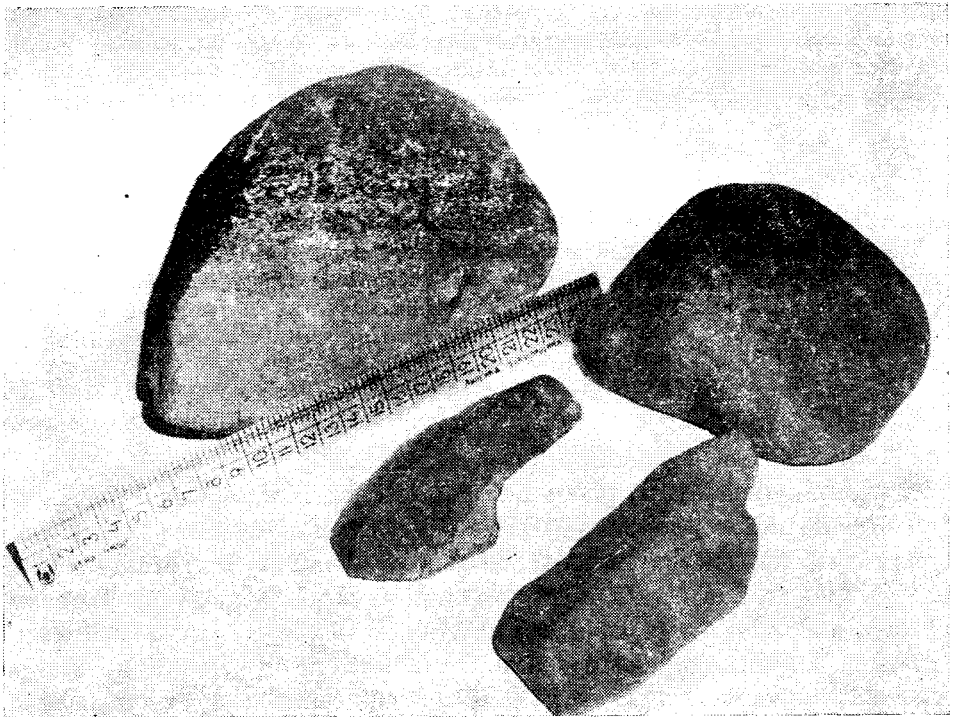
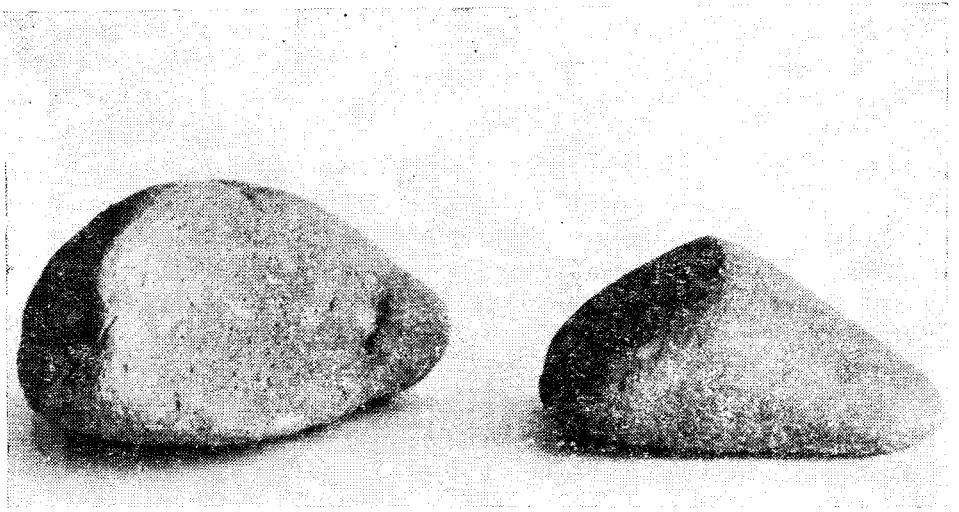


Foto. 1 i 2. Graniaki wiatrowe z najniższej położonej reliktywnej pokrywy żwirowej, oddzielającej dwa zagłębienia wyścielone osadami późnoglacialnymi i holoceńskimi (fot. T. Gerlach)

Photo. 1 et 2. Ventifacts trouvés sur la couverture de graviers la plus jeune (vi-stulienne = würmienne) située entre deux dépressions remplies de sédiments du Würm terminal et de l'Holocène (phot. T. Gerlach)

ZARYS EWOLUCJI KOTLINOWATYCH OBNIŻEŃ

Badania form i osadów płaskodennych obniżeń centralnej części Dołów Jasielsko-Sanockich, a także porównanie z podobnymi osadami z zachodniej i wschodniej części tego regionu pozwalają na próbę zrekonstruowania przebiegu i natężenia procesów morfogenetycznych od schyłku górnego pleniglacjału po czasy współczesne.

Biorąc pod uwagę położenie topograficzne dotychczas zbadanych kopalnych zbiorników jeziorno-bagiennych i bagiennych, można wyróżnić dwie grupy:

I — zbiorniki znajdujące się w szerokich dnach większych rzek (Roztoki, Zapowiedź, Klimkówka-Stawy),

II — zbiorniki odizolowane od większych potoków (kilkanaście zbiorników położonych na SE od Krosna i na E od Jasła).

W pierwszej grupie sedimentacja osadów jeziorno-bagiennych (szare mułki margliste bez fauny, szare mułki margliste z fauną, kreda jeziorna, torfy) została przerwana i zastąpiona depozycją osadów fluwialnych (iły, gliny, piaski gliniaste ze żwirikami). W drugiej grupie zbiorników, szczególnie w ich strefach centralnych, sedimentacja osadów jeziorno-bagiennych trwała do czasów niemal współczesnych, do zmeliorowania ich (1960—1980).

Pozycja geologiczna osadów najniżej położonych w obydwu grupach zbiorników oraz znajomość wieku warstw nadległych pozwalają przyjąć, że osady najniższe (mułki bez fauny) powstawały, ogólnie biorąc, w okresie przed Allerödem w warunkach klimatu ziemnego. Wynika to ze składu pyłków w diagramach pyłkowych. Początek sedimentacji tych mułków jest trudny do bliższego określenia. Jednak rozważając stosunek omawianych mułków do ich podłoża, można stwierdzić, że zaczęły się one tworzyć we wcześniejszych fazach późnego Vistulianu (Starszy Dryas, Bölling). Powierzchnia niezgodności, określająca kształt obniżeń, których dna wyścielają zwietrzliny i mułki bez fauny oraz wszystkie inne młodsze osady jeziorno-bagiennie, w większości przypadków została utworzona przez przemodelowanie eoliczne starszej rzeźby erozyjno-denudacyjno-akumulacyjnej. Modelowanie eoliczne zaznaczyło się silnie po osadzeniu małej miąższości żwirów terasy z wczesnej fazy glacjału północnopolskiego. Wskazuje na to jej silne zniszczenie, które doprowadziło do zachowania zaledwie reliktyw pokrywy żwirowej, złożonej z najtwardszych skał występujących w tym regionie, noszących wyraźne ślady eolizacji (graniaki wiatrowe). Niszczenie tej najmłodszej pokrywy żwirowej i jej najbliższego otoczenia oraz formowanie płytkich obniżeń o głębokości około 3 m, przeważnie o zarysie owalnym, i dominującej orientacji dłuższej ich osi S—N, mogą być wyjaśnione przez przyjęcie intensywnej działalności wiatru. Południkowo zorientowane obniżenia powstawałyby zatem w wyniku deflacji i korazji przemodelowujących starszą rzeźbę.

Na powierzchniach podlegających niszczącej działalności wiatru występują dość licznie wielograńce na reliktach pokrywy żwirowej z glaciafu północnopolskiego, obficie na starszych, wyżej położonych pokrywach żwirowych, a także nielicznie na garbach i w dnie niektórych obniż (Gerlach i in. 1983, 1985).

Z przedstawionych danych wynika, że w czasie modelowania obniż i formowania wielograńców przez pewien czas na omawianym obszarze panowały warunki klimatu wybitnie kontynentalnego. Krajobraz ówczesny miał charakter zimnej półpustyni lub nawet pustyni, na której obszarze bardzo silne wiatry modelowały starszą rzeźbę, tworząc w niej misy i wanny deflacyjne, a transportowanym materiałem formowały wielograńce¹.

Następnie warunki klimatyczne uległy znacznej zmianie. Nastąpiło podniesienie średnich temperatur i zwiększenie opadów, a płytkie obniżenia, które w swym profilu podłużnym ograniczone były niewysokimi progami morfologicznymi, przekształciły się w płytkie jeziora. W tych jeziorach odbywała się sedymentacja mułków, początkowo z lokalnym dopływem nieznacznej ilości drobnego żwiru. Klimat, choć cieplejszy, miał jednak charakter kontynentalny, był suchy, na co wskazują: 1 — bardzo powolna sedymentacja mułków, 2 — drobnoziarnistość ich materiału, 3 — niestwierdzenie większych stożków ze żwirami i 4 — niewypełnienie płytkich jezior do wysokości ograniczających je niskich progów. Wszystko to świadczy o bardzo słabej aktywności procesów stokowych w zlewniach obniż, a także procesów „korytowych” w obrębie małych, przeważnie nieckowatych dolinek do nich uchodzących.

¹ Po dyskusji z dr Ellen Wohl z Uniwersytetu w Colorado w 1989 r., na temat wielograńców i ich wskaźnikowego znaczenia, otrzymałem kilka interesujących artykułów o mechanizmie formowania wielograńców oraz o warunkach i czasie potrzebnym do ich powstania. Są to: Maxon John H., 1940. *Fluting and faceting of rock fragments*. Journal of Geology, 48, 717—751; Sharp Robert P., 1964. *Wind-driven sand in Coachella Valley, California*. Geological Society of America Bulletin, 75, 785—804; Sharp Robert P., 1980. *Wind-driven sand in Coachella Valley, California: Further data*. Geological Society of America Bulletin, 91, 724—730; Laity Julie E., 1987. *Topographic effects on ventifact development Mojave-Desert, California*. Physical Geography, 8, 2, 113—132.

Artykuły te zawierają rezultaty kilkunastoletnich obserwacji i pomiarów korażnej działalności wiatrów na poletkach doświadczalnych w warunkach pustynnych. Z danych zawartych w tych opracowaniach wynika, że różnorodne formy szlifowania, rowkowania, ściankowania i inne, występujące na większych okuchach i blokach skalnych czy żwirach rzecznych, powstają w ciągu krótkiego — kilkudziesięcioletniego okresu. Stopień wykształcenia określonej formy uzależniony jest od miejscowych warunków, a zwłaszcza braku roślinności, obfitości piasku oraz od odporności, struktury i tekstury szlifowanej skały. Opracowania te zwracają uwagę, że do powstania wielograńców nie są potrzebne setki czy tysiące lat.

Na początku Allerödu w obniżeniach pojawiają się osady węglanowe, a w centralnych strefach większości basenów czysta kreda jeziorna (powyżej 75% CaCO_3). Wskazuje to na wyraźną zmianę w dostawie materiału, jeżeli chodzi o stosunek klastycznego składnika do rozpuszczonych węglanów.

Brak w warstwie węglanowych osadów leśnych gatunków ślimaków, a dominacja wodnych z domieszką gatunków wilgotnych łąk z otoczenia zbiorników wskazuje, że zlewnie obniżeń w czasie powstawania tych osadów w niższych położeniach morfologicznych były bezleśne. Dominowały na nich zbiorowiska trawiaste reprezentowane przez liczne pyłki roślin zielnych, obecne w diagramach pyłkowych. Wyżej położone partie zlewni, a także grzbiety pobliskich garbów i gór porośnięte były lasem, który według diagramów pyłkowych składał się głównie z limby (*Pinus cembra*) i brzozy (*Betula*) z domieszką sosny (*Pinus*) i modrzewia (*Larix*). Występująca w dużym udziale brzoza karłowata (*Betula nana*) mogła porastać zarówno środowiska trawiaste, jak i wyższe — leśne. Pokrywa roślinności złożona z tych zespołów chroniła skutecznie powierzchnie gleby przed splukiwaniem, bardzo słabym w ówczesnie panujących warunkach klimatycznych. Klimat bowiem przynajmniej w obrębie kotlin miał charakter kontynentalny, z małą ilością opadów, równomiernie rozłożonych w czasie, o czym świadczą bardzo małe miąższości osadów wskazujące na bardzo wolne tempo ich narastania, mały udział składników klastycznych i ich wybitna drobnoziarnistość. Zbiorniki były zasilane głównie przez wody gruntowe zawierające znaczne ilości soli mineralnych, zwłaszcza jonów Ca. Liczne szczątki glonów i skorupki mięczaków, występujące w kredzie, dowodzą, że osady węglanowe tworzyły się w płytkich jeziorkach obfitujących w glony z rodzaju wstężnic i ramienic wskazujących na typ jeziora zimnego, oligotroficznego (W o ł o s z y ń s k a 1950). Organizmy te miały istotne znaczenie dla wytrącania CaCO_3 i powstawania na dnie zbiorników warstwy osadów węglanowych poprzez tzw. biologiczne odwapnienie wody w jeziorach. Proces ten polegał głównie na tym, że kwaśne węglany wapnia $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ znajdujące się w wodzie jeziornej, w procesie fotosyntezy traciły CO_2 zaasymilowany przez rośliny wodne i rozpadały się na węglan wapnia i wodę ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 - \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$). W wyniku tej reakcji na organizmach roślinnych powstawały inkrustacje wapienne, które po obumarciu roślin tworzyły na dnie zbiorników pelityczny osad złożony z mikroskopijnych kryształków CaCO_3 , tworząc zasadniczą masę kredy jeziornej. Pewien udział w narastaniu osadów węglanowych miała także fauna mięczaków budujących swoje muszelki z CaCO_3 . Wszystkie te szczątki wapienne nagromadzone w znacznej ilości tworzą tzw. kredę jeziorną. Z procentowego udziału CaCO_3 i innych składników mineralnych w osadach wyścielających dna zbiorników wynika, że w okresie powstawania kredy jeziornej głównymi procesami w ich zlewniach było wie-

trzenie i denudacja chemiczna. Dominacja tych procesów na stokach otaczających zbiorniki, trwająca od Allerödu (11 700 lat BP po schyłek preboreału (9400 lat BP), tj. około 2400 lat prowadziła do powstania i narastania warstwy glebowej na stokach i równoczesnego jej odwapnienia.

Od schyłku preboreału (9400) po starszą część atlantyku (7900 lat BP), tj. w okresie około 1500 lat ewolucja obydwu grup zbiorników wodnych przebiegała podobnie. Zbiorniki ulegały zatorfowieniu, a na ich miejscach tworzyły się torfowiska niskie. Niewielki udział składników klastycznych w strefach marginalnych zbiorników wskazuje na bardzo słabą aktywność procesów stokowych i dalsze narastanie miąższości warstwy glebowej na stokach.

Od starszej części okresu atlantyckiego (7900) rozwój obydwu grup zbiorników przebiegał odmiennie. W zbiornikach grupy pierwszej narastanie torfów zostało przerwane przez przykrycie ich osadami fluwialnymi. Stwierdzono, że w profilu Roztoki „b” 35 cm warstwa torfu została przykryta 3,5 m serią osadów fluwialnych, a w profilu Zapowiedzi koło Beska 60 cm torf przykrywa 4 m warstwa aluwii. Te fakty wskazują na wzrost odpływu wód i wzmożoną aktywność procesów fluwialnych w obrębie den dolin większych rzek. Natomiast w zbiornikach grupy drugiej, głównie w ich strefach centralnych, narastanie torfów nie zostało przerwane, a tylko w ich obrębie (w postaci cieniutkiej warstewki) zaznaczyła się zmiana struktury torfów na bardziej pelityczną lub niewielkie ich zailenie, a u podnóży otaczających je stoków zwiększoną miąższością poziomu próchnicznego. Te dane świadczą o podniesieniu zwierciadła wód gruntowych w dnach zbiorników, a na stokach zwiększonej aktywności procesów denudacji mechanicznej, łącznie o wyraźnym zwilgoceniu klimatu u schyłku okresu borealnego i w starszej części okresu atlantyckiego.

W okresie środkowego i górnego atlantyku oraz w okresach subborealnym i wczesnej fazie okresu subatlantyckiego w zbiornikach grupy drugiej, w ich strefach centralnych, nadal trwało narastanie torfów. Natomiast w strefach marginalnych narastanie torfów było przerywane cienkimi warstewkami utworów deluwialnych pochodzących ze stoków. Świadczy to o wzroście opadów i wzmożonej aktywności spłukiwania na stokach. Taka wzmożona aktywność spłukiwania została udokumentowana i wydatowana w marginalnej strefie zbiornika Tarnowiec (profil „e”). Według chronostratygrafii przypada ona w środkowej (4240 lat BP) i górnej części (3930 lat BP) okresu subborealnego oraz we wczesnej fazie (2400 lat BP) okresu subatlantyckiego. W tym samym czasie w zbiornikach grupy pierwszej narastała miąższość osadów ilastych i ilasto-piaszczystych.

U podnóży stoków otaczających zbiorniki grupy drugiej torfy przechodzą w kopalny poziom próchnicy, przykryty kilkudziesięciocentymetrową warstwą deluwii. Podobnie rzecz wygląda u wylotów małych,

nieckowatych dolinek do nich uchodzących, gdzie torfy są zailone i przykryte glinami płaskich stożków napływowych. Wymienione osady są najmłodsze i wiążą się z intensywną gospodarką rolną w ostatnim tysiącleciu, kiedy to już w XIII wieku na omawianym obszarze znanych jest kilkadziesiąt wsi i kilka miast (F a s t n a c h t 1962).

Podsumowując, należy podkreślić, że znaczna część powierzchni badanego terenu nosi wyraźne ślady niszczącej działalności wiatru pochodzące z pełni glacjału vistuliańskiego. Są to wanny i misy deflacyjne, cygarowate kształty niskich garbów i graniaki wiatrowe. W późnym glacjale i holocenie wanny i misy zostały wypełnione osadami jeziorno-bagiennymi i bagiennymi, a ponadto niektóre z nich zostały przykryte osadami rzecznyymi.

Deflacyjna geneza obniżen bezodpływowych została zakwestionowana przez W ó j c i k a (1981a, 1981b, 1986, 1987). Autor ten powstanie zagłębień bezodpływowych w okolicach Jasła, w Tarnowcu, Czeluśnicy, Żarnowca i innych miejscowościach, a także w rejonie na SE od Krosna wiąże z działalnością lodu gruntowego w peryglacjalnej strefie ostatniego zlodowacenia, a w Roztokach koło Jasła z systemem późnoglacjalnych starorzeczy występujących wzdłuż doliny Jasiołki. W pierwszym przypadku za formę wyjściową przyjmuje pingos, z których po wytopieniu jądra lodowego powstają zagłębienia bezodpływowe. W drugim natomiast powstanie form bezodpływowych W ó j c i k tłumaczy odcinaniem meandrów i tworzeniem starorzeczy.

Hipotezy przedstawione przez W ó j c i k a są interesujące i prawdopodobne. Jednak materiał, na podstawie którego hipotezy te zostały postawione, jest mało przekonujący. Dla wysunięcia hipotezy o termokrasowej genezie zagłębień bezodpływowych, przynajmniej w jednym z wymienionych obniżen, należałoby scharakteryzować stosunek osadów jeziorno-bagiennych do ich najbliższego otoczenia. Udokumentowanie istnienia wałów brzeżnych lub miększych osadów soliflukcyjnych na obrzeżeniu zagłębień byłoby jedną z przesłanek umożliwiającą wysunięcie takiej hipotezy. Jednak w zaprezentowanym przez W ó j c i k a materiale brak jest takich danych.

Na postawienie hipotezy, że geneza formy obniżenia kopalnego jeziora w Roztokach koło Jasła jest starorzeczem brak jest również przekonujących dowodów. Załączona mapka, a głównie przekrój przez dolinę Jasiołki na Ryc. 18 (A l e x a n d r o w i c z i i n. 1985) nie dostarczają dowodów, że forma ta jest starorzeczem. Przedstawione na tej rycinie kopalne starorzecze ma co najmniej 600 m szerokości. Trudno jest przyjąć, aby stosunkowo mała rzeka, jaką jest Jasiołka, której współczesne koryto ma szerokość około 20 m, w Starszym Dryasie czy Allerødzie płynęła korytem 30 razy większym.

W świetle dotychczas zebranych materiałów więcej argumentów przemawia za eoliczną genezą badanych obniżen. Nie można jednak wyklu-

czyć, że niektóre bezodpływowe obniżenia mogły również powstawać przy współdziałaniu termokrasu. Wymaga to jednak przeprowadzenia dalszych badań dostarczających przekonujących dowodów na poparcie wysuniętej hipotezy o występowaniu w tym regionie form termokrasowych.

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn
ul. Św. Jana 22
31-018 Kraków

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1981. *Zespoły mięczaków w czwartorzędowych osadach kopalnego zbiornika jeziornego w Miejscu Piastowym*. Kwartalnik Geol., 25, 4, 815—816.
- Alexandrowicz S. W., 1981a. *Wstępne wyniki badań nad malakofauną kredy jeziornej w Roztokach koło Jasła*. Kwartalnik Geol., 25, 4, 819—820.
- Alexandrowicz S. W., 1981b. *Malacofauna of the Late Quaternary lacustrine deposits in the Krosno Depression*. Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc., 28, 4, 243—255.
- Alexandrowicz S. W., 1986. *Zespoły mięczaków z młodoczwartorzędowych osadów jeziornych w Roztokach koło Jasła*. Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków, styczeń-czerwiec 1983, 244—246.
- Alexandrowicz S. W., Harmata K., Wójcik A., 1985. *Sedimentation of lacustrine and fluvial deposits in the Jasiołka valley*. Carpatho-Balkan Geolog. Association, 13 Congress, Guide to Excursion 5, Cracow, Poland, 79—82.
- Drzwicka-Kozłowska J., 1956. *Sprawozdanie z badań geologicznych nad czwartorzędem na arkuszu Rymanów*. Archiwum Inst. Geol., Oddział Karpacki, Kraków.
- Fastnacht A., 1962. *Osadnictwo Ziemi Sanockiej w latach 1400—1650*. Prace Wrocławskiego Tow. Nauk., Ser. A, 84, 1—291.
- Garncarski J., Machnikowie A. J., 1986. *Wyniki badań kurhanu A kultury ceramiki sznurowej we wsi Bierówka gmina Jasło w województwie krośnieńskim*. Acta Arch. Carp., 25, 57—87.
- Gerlach T., 1977. *The role of wind in the present-day soil formation and fashioning of the Carpathian slopes*. Folia Quaternaria, 49, 93—113.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968a. *Występowanie młodoczwartorzędowych utworów jeziornych w Łężanach koło Krosna*. Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków, styczeń-czerwiec 1968, 332—335.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968b. *O występowaniu kilku młodoczwartorzędowych zbiorników jeziornych na SE od Krosna*. Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków, lipiec-grudzień 1968, 545—547.
- Gerlach T., Koszarski L., Koperowa W., Koster E., 1972. *Sediments lacustres postglaciaires dans la Dépression de Jasło-Sanok*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 6, 37—61.

- Gerlach T., Koszarski L., Koszarski A., 1983. *Graniaki wiatrowe z Łęzań na SE od Krosna w Dołach Jasielsko-Sanockich*. Spraw. z pos. Kom. Nauk PAN, Oddz. Kraków, lipiec-grudzień 1981, 324—326.
- Gerlach T., Koszarski L., Koszarski A., 1985. *Selected problems of geomorphology and Quaternary along the Dukla Pass-Rzeszów Transect*. Carpatho-Balkan Geolog. Association, 13 Congress, Guide to Excursion 5, Cracow, Poland, 96—110.
- Gerlach T., Koszarski A., Koszarski L., 1986. *Observations on the present action of winds as a key to the model of sedimentation on the mountainous loess (Carpathians, Poland)*. Abstracts IAS, 7th Regional Meeting on Sedimentology. Kraków, 67.
- Harmata K., 1986. *Wyniki wstępnych badań nad roślinnością późnego glacjału i holocenu w Roztokach*. Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków, styczeń-czerwiec 1983, 246—249.
- Harmata K., 1987. *Late-Glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression)*. Acta Paleobot., 27, 43—65.
- Jasionowicz J., 1967. *Nowe stanowisko plejstocenijskich osadów jeziornych w Brzyszczkach koło Jasła*. Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków, lipiec-grudzień 1967, 793—795.
- Klimaszewski M., 1948. *Jezioro plejstocenijskie koło Jasła*. Starunia 27, 1—15.
- Klimaszewski M., 1948a. *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwium*. Prace Wrocławskiego Tow. Nauk., Ser. B, 7, 1—233.
- Koperowa W., 1970. *Późnoglacialna i holocenijska historia roślinności wschodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich*. Acta Paleobot., 11, 2, 1—45.
- Koperowa W., Starkel L., 1972. *The late glacial and Holocene history of vegetation in the eastern part of the Doły Jasielsko-Sanockie*. Excursion Guide-Book-Symposium on the INQUA Commission on Studies of the Holocene. First Part — The Polish Carpathians, Poland, 34—38.
- Pazdur M., 1982. *Badania dokładności datowania metodą C^{14} późnoplejstocenijskich i holocenijskich osadów organicznych*. Zeszyty Nauk. Pol. Śl. 741, 1—81.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975. *The leading problems of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians*. Biuletyn Geolog. UW, 19, 27—44.
- Starkel L., 1977. *Paleogeografia holocenu*. Warszawa, 1—362.
- Szafer W., Jaroń B., 1935. *Plejstocenijskie jezioro pod Jasiem*. Starunia, 8, 1—20.
- Szafer W., 1948. *Późny glacjał w Roztokach pod Jasiem*. Starunia, 26, 1—29. *Szczegółowa mapa geologiczna*, ark. Jedlicze. Warszawa 1984.
- Valde-Nowak P., 1988. *Etapy i strefy zasiedlania Karpat polskich w neolicie i na początku epoki brązu*. PAN IHKM, Kraków, 1—160.
- Wołoszyńska J., 1950. *Przyczynek do znajomości glonów późnego glacjału z Roztok koło Jasła*. Starunia, 28, 1—8.
- Wójcik A., 1981a. *Wiek i geneza kredy jeziornej oraz osadów organicznych w rejonie Roztok koło Jasła*. Kwartalnik Geol., 25, 4, 820—821.
- Wójcik A., 1981b. *Formy peryglacialne w rejonie Dołów Jasielsko-Sanockich*. Kwartalnik Geol., 25, 4, 814—815.
- Wójcik A., 1986. *Osady jeziorne i rzeczne z Roztok koło Jasła*. Spraw. z pos. Kom. Nauk PAN, Oddz. Kraków, styczeń-czerwiec 1983, 242—244.
- Wójcik A., 1987. *Late-Glacial lacustrine sediments from Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression)*, Acta Paleobot., 27, 27—41.

T. Gerlach

Evolution des bassins lacustres du Quaternaire Supérieur dans la partie centrale de la Dépression de Jasło-Sanok (Carpathes polonaises)

Dans la partie centrale de la Dépression de Jasło-Sanok (une vaste bassin intramontagneux dans les Carpathes du Flysch, à relief collinaire à hauteurs relatives de 20—70 m) apparaissent de nombreuses dépressions secondaires à fonds plats. Les dimensions de ces formes sont différentes, de très petites aux grandes (Tableau 1). Les fonds de ces formes sont recouverts par des prés humides qui sont drainés par des ruisseaux naturels ou des fossés de drainage anthropogène. Les dépressions à fond plat sont modelées dans les couvertures d'accumulation, pléistocènes ou entre les collines du Flysch (Fig. 1). La majeure partie de ces dépressions (Fig. 2—8) est recouverte de dépôts lacustres (vases, craie lacustre) qui passent vers le haut en dépôts phytogéniques (tourbes). Certains d'entre eux sont recouverts de dépôts fluviaux, d'autres seulement par des dépôts colluviaux (surtout dans les zones marginales) ou des dépôts des cônes de déjection (vers l'embouchure des petits vallées).

D'après position topographique des bassins fossiles lacustro-palustres et palustres, et de la succession des dépôts qui les recouvrent on en a distingué deux groupes: 1. bassins qui se trouvent dans de larges fonds de plus grandes rivières, 2. bassins isolés des rivières et des plus grands ruisseaux.

Dans le premier groupe des bassins la sédimentation des dépôts lacustro-palustres a été interrompue et remplacée par la déposition des dépôts fluviaux (Fig. 9 profil de Roztoki, Zapowiedź), dans l'autre, surtout dans les zones centrales des bassins, elle a duré jusqu'à leur drainage anthropogène, c'est-à-dire jusqu'aux années 1960—1980.

La position géologique des dépôts basaux dans les deux groupes de bassins et la connaissance de plusieurs couches sus-jacentes (résultats des analyses paléobotaniques, malacologiques et radiométriques C-14) ont permis d'accepter que les dépôts inférieurs (vase sans faune) se sont formés dans la période avant l'Alleröd dans les conditions du climat froid: le plus probablement dans le Dryas ancien et peut-être aussi dans le Bölling.

La genèse des formes où apparaissent les dépôts fossiles lacustro-palustres et palustres a été interprétée comme formes de déflation et de corrasion éolienne modelées dans l'ancien relief d'érosion et de dénudation et d'accumulation. Après les phases précoces du glaciaire Vistulien, c'est-à-dire après la déposition de couvertures de graviers d'une petite épaisseur, une forte activité des vents s'est marquée. Ceci est démontré par les formes concaves (cuvettes, bassins) et convexes (collines elliptiques et fuselées), par les ventifacts (Photo. 1, 2) apparaissant parmi les formes concaves et par les dépôts tardiglaciaires et Holocènes qui remplissent les bassins particuliers. Au cours du modelage des cuvettes et création la formation des ventifacts pendant un certain temps dominaient les conditions du climat typiquement continental. Le paysage de cette période avait le caractère d'un semi-désert froid avec une végétation herbacée très rare, disposée en petites touffes sur lequel de forts vents ont modelé un relief plus ancien fluvial et de dénuda-

tion en formant des cuvettes et bassins de déflation et des ventifacts à l'aide du matériel transporté par le vent.

Au début de l'Alleröd dans les dépressions apparaissent les dépôts des vases avec de menus graviers, plus haut de ces dépôts — les vases avec une faune Mollusques et dans les zones centrales de la plupart des bassins — la craie lacustre presque pure (plus de 75% de CaCO_3). Le changement distinct dans le rapport entre les éléments clastiques et les carbonates dissous démontre que le territoire en question était recouvert d'une végétation dense, qui protégeait efficacement le sol contre le ruissellement. Ces petites lacs étaient alimentés généralement par les eaux souterraines contenant de considérables quantités de sels minéraux, surtout des ions Ca. Il résulte du pourcentage de CaCO_3 , ainsi que d'autres éléments minéraux dans les dépôts qui recouvrent le fond des bassins, que dans la période de formation de craie lacustre les principaux processus dans les bassins d'alimentation étaient l'altération et la dénudation chimique. La prédominance de ces processus sur les bassins versants a duré de l'Alleröd (11 700 ans BP) jusqu'à la fin du Préboréal (9 400 ans BP). Elle menait à la formation et la croissance de la couche du sol sur les bassins versants et à leur décalcification simultanée.

Vers la fin du Préboréal (9 400 ans BP) jusqu'à la partie inférieure de l'Atlantique (7 900 ans BP) l'évolution des deux groupes de bassins lacustres parcourait de façon semblable. Ces bassins subissaient la tourbification et à leurs places se formaient des tourbières basses. La petite participation des éléments clastiques dans les zones marginales des bassins prouve de la très faible activité des versants et de la croissance successive de l'épaisseur de la couche du sol sur ceux-ci.

De la partie inférieure de l'Atlantique (7 900 ans BP) le développement des deux groupes de bassins parcourait différemment. Dans les bassins du premier groupe la croissance des tourbes a été interrompue à cause du recouvrement de celles-ci par les dépôts fluviaux (Fig. 9 profil de Roztoki, Zapowiedź). Ce fait démontre l'agrandissement de l'écoulement des eaux et l'activité accrue des processus fluviaux dans les fonds des vallées des plus grandes rivières. Pourtant en cette période dans les bassins du deuxième groupe, surtout dans leurs zones centrales, la croissance des tourbes n'a pas été interrompue. Seulement dans leur profil s'est marqué (sous forme d'une couche menue) le changement de leur structure en plus péritique ou de leur envasement. De plus au pied des versants on observe une épaisseur agrandie de l'horizon de l'humus. Ces données proviennent de l'activité accrue des processus de dénudation mécanique et de l'humidification distincte du climat vers la fin de la période Boréale et dans la partie inférieure de la période Atlantique.

Au cours de l'Atlantique moyen et supérieur et dans les périodes Subboréale et la phase précoce de la période Subatlantique dans les bassins du deuxième groupe — dans leurs zones centrales — la croissance des tourbes durait toujours. Pourtant dans les zones marginales cette croissance était interrompue par le minces couches de formations colluviales provenant des versants. L'activité accrue du ruissellement a été documentée et datée dans la zone marginale du bassin de Tarnowiec (Fig. 9). Selon la chronostratigraphie elle a eu lieu dans la partie centrale (4 240 ans BP) et la partie supérieure (3 930 ans BP) de la période Subboréale ainsi que dans la phase précoce (2 400 ans BP) de la période Subatlantique. En même temps dans les bassins du premier groupe agrandit l'épaisseur des dépôts alluviaux argileux et argilo-sableux qui forment une terrasse de quatre mètres.

Au pied des versants qui entourent les bassins du deuxième groupe les tourbes passent en horizon fossile humifère recouvent d'une couche de colluviaux de quelques dizaines de cm. De même à l'embouchure de petites vallées en berceau les tourbes sont envasées ou recouvertes d'argiles des cônes de déjections plats. Les

дépôts cités sont les plus recents et sont liés avec l'agriculture du dernier millénaire.

Dans la partie finale de l'étude on s'engage dans la discussion sur l'hypothèse présentée en 1981 par A. Wójcik sur l'origine thermokarstique des dépressions fermées; on a constaté que d'après le matériel rassemblé jusqu'ici, il y a plus d'arguments qui approuvent la genèse éolienne de ces cuvettes.

РЕЗЮМЕ

Т. Герлях

ЭВОЛЮЦИЯ МОЛОДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯСЕЛЬСКО-САНОЦКОЙ ДЕПРЕССИИ

В центральной части Ясельско-Самоцкой Депрессии — обширной котловины во флишевых Карпатах, с рельефом низкого предгорья, относительных высотах 20—70 м, выступают многочисленные плоскодонные понижения. Размеры донных равнин различны — от весьма небольших до крупных (Табл. 1). Дна этих форм, покрытые заливными лугами, осушаются мелкими естественными водотоками или водоотводными канавами. Плоскодонные понижения моделировались в пределах плейстоценовых аккумуляционных уровней или же между горбами и холмами (Рис. 1). Значительная часть понижений (Рис. 2—8) устлана озерными отложениями (суглинки, озерный мел), кверху переходящими в фитогенические отложения (торфы). Некоторые из них прикрываются речными наносами, иные — только делювиальными (главным образом, в маргинальных зонах) или отложениями аллювиальных канусов выноса (у устьев малых долин).

На основании топографического положения изученных ископаемых озерно-болотных и болотных бассейнов, а также последовательности застилающих их отложений были выделены две основные группы: 1 — бассейны, находящиеся в широких днах более крупных рек, 2 — бассейны, изолированные от рек и крупных потоков.

В первой группе бассейнов седиментация озерно-болотных отложений была прервана и заменена депозицией речных наносов (Рис. 9, профиль Розтоки, Заповедзь); во второй, в частности, в районах центральных бассейнов, продолжалась до их мелиорации, т.е. до 1960—1980 гг.

Геологическое положение отложений в подошвах бассейнов обеих групп, а равно и знание возраста кроющих слоев (результаты палеоботанических, малакологических анализов и датирование растительных остатков по методу С-14) позволили предположить, что самые низкие отложения (суглинки без фауны) возникли в период до Аллерёда в условиях холодного климата. По-видимому, в Старшем дриасе, а — может быть — и в Бёллинге.

Происхождение образований, в которых выступают ископаемые озерно-болотные и болотные отложения, толковались как формы дефляции и эоловой корразии, моделированные в пределах старшего эрозионно-денудационно-аккумуляционного рельефа. На ранних этапах вистулианского гляциала, после отложения гравий-

ных покровов малой мощности, наблюдалось сильное действие ветра. На это указывают формы вогнутых образований (ванны, чаши) и выпуклых (низкие сигарообразные холмы), эологиптолиты, встречающиеся между вогнутыми образованиями, а также заполняющие понижения позднегляциальные и голоценовые отложения. Когда моделировались понижения и формировались многогранники, некоторое время преобладали условия резко континентального климата. Тогдашний ландшафт имел черты холодной полупустыни с очень редкой кучкообразной травянистой растительностью, на территории которой сильные ветры моделировали прежний флювиально-денудационный рельеф, образуя в нем чаши и ванны дефляционного характера, переносившийся материал образовал многогранники.

В начале Аллерёда в понижениях стали появляться суглинковые отложения с мелким гравием, на них суглинки с фауной моллюсков, на центральных же участках большинства бассейнов — чистый озерный мел. Отчетливое изменение в поставке кластического составного в растворенные карбонаты свидетельствует о том, что территория была покрыта сплошной растительностью, эффективным образом защищавшей почву от вымывания. Озерка питались главным образом грунтовыми водами, содержащими значительное количество минеральных солей, в частности — ионов Са. Из процентной доли СаСО₃ и прочих минеральных составных элементов в отложениях, застилающих дно бассейнов, вытекает, что в период образования озерного мела основными процессами в их водосборах были выветривание и химическая денудация. Доминация этих процессов на склонах, окружавших бассейны, продолжалась от Аллерёда (11 700 лет БП) до исхода пребореала (9400 лет БП). Это вело к образованию и наращиванию почвенного слоя на склонах с одновременным его декальцинацией.

С конца пребореала (9400 лет БП) по старшую часть атлантика (7900 лет БП), эволюция водоемов обеих групп проходила одинаковым образом. Бассейны зарастали торфом и на их месте образовались низкие торфяники. Незначительная доля кластических элементов в районах маргинальных свидетельствует об очень малой активности склоновых процессов и о дальнейшем увеличении мощности слоя почвы на склонах.

Начиная со старшей части атлантического периода (7900 лет БП), развитие обеих групп водоемов стало проходить по-разному. В водоемах первой группы нарастание торфов было прекращено вследствие их покрытия речными наносами (Рис. 9, профиль Розтоки, Заповедзь). Этот факт указывает на усиление оттока вод и усиление активности флювиальных процессов в пределах дна долин более крупных рек. В то же время, в водоемах второй группы, главным образом — в их центральных зонах, наращивание торфов не прекратилось: в их пределах стали наблюдаться изменения структуры торфа — в виде тоненького слоя — на более пелитическую или незначительное заиливание, у подножия же склонов вокруг водоемов — усиленной мощностью гумусного горизонта. Эти данные — свидетельство возросшей активности процессов механической денудации и отчетливого увлажнения климата на исходе бореального периода и в старшей части атлантического.

Во время среднего и верхнего атлантика, а также в суббореальный период и в ранней фазе субатлантического периода в водоемах второй группы, в их центральных зонах, продолжалось наращивание торфов. В маргинальных зонах наращивание торфов прерывалось тоненькими слоями делювиальных образований со склонов. Усиленная активность вымывания оказалась документированной и датированной в маргинальной зоне водоема Тарновец (Рис. 9). По хроностратиграфии она приходится на среднюю (4240 лет БП) и верхнюю

(3930 лет БП) части суббореального периода и на раннюю фазу (2400 лет БП) субатлантического. В это же время в водоемах первой группы возрастала мощность аллювиальных илистых и илисто-песчаных отложений, образовавших четырехметровую террасу.

У подножия склонов, окружающих бассейны второй группы, торфы переходят в ископаемый гумусный горизонт, прикрытый слоем делювиюв толщиной в несколько десятков сантиметров. Так же обстоит дело у устья небольших, впадинообразных долинок, соединяющихся с ними, где торфы заилены или же покрыты глинами плоских конусов выноса. Указанные отложения самые молодые; они связаны с сельским хозяйством последнего тысячелетия.

В заключительной части работы проводится полемика с выдвинутой Вуйциком (1981) гипотезой о термокарстовом происхождении бессточных углублений: в свете собранных до сих пор материалов больше аргументов имеется в пользу эолового происхождения этих углублений.