

Środkowopolejstocieńskie jeziora kopalne na tle stratygrafii czwartorzędu w rejonie Janowa Podlaskiego (wschodnia Polska)

Leszek Lindner*, Barbara Marciniak**

Opisywany obszar jest położony w południowej części dorzecza dolnej Czyżówki — dopływu Bugu oraz w dorzeczu środkowej Klukówki — dopływu Krzny (ryc. 1). Jego rzeźba i czwartorzęd były przedmiotem zainteresowań badawczych m.in. Zaborskiego (1972), Nowak (1969, 1973, 1974, 1977), Mojskiego (1972), Falkowskiego i in. (1988) oraz Myślińskiej (1988). Do wyników tych badań nawiązywały prace geomorfologiczne i geologiczne pierwszego z autorów (Lindner, 1988, 1996, 1997; Lindner i in., 1988) i wykonane pod jego kierunkiem prace dyplomowe J. Andrzejczyk, M. Aniołkowskiej, K. Dryndy, U. Kochanowskiej i A. Zalewskiego oraz rozprawa doktorska Nitychoruka (1994). Z tego też obszaru pochodzą wykonane przy współudziale autorów lub przez ich współpracowników opracowania stanowisk kopalnych osadów jeziornych w Ossówce (Lindner i in., 1990; Nitychoruk, 1994; Krupiński, 1995a, b; 1996a, b), Komarnie (Lindner i in., 1988; Krupiński & Lindner, 1991), Hrudzie (Lindner i in., 1991; Nitychoruk, 1994; Krupiński, 1995a, b) i w Pawłowie Nowym (Nitychoruk, 1994; Krupiński, 1996c). Przedmiotem osobnej prezentacji był też zarys geomorfologii i stratygrafii plejstocenu okolic Janowa Podlaskiego (Drynda, 1994).

Zarys stratygrafii czwartorzędu

Zbrane dotychczas materiały geologiczne (Lindner, 1997) wykazały (ryc. 2–4), że w rejonie Janowa Podlaskiego (wschodnia Polska) starszy czwartorzęd reprezentują osady preglacjalne (preplejstocieńskie) odznaczające się brakiem materiału skandynawskiego i leżące na utworach oligocenu i kredy górnej. Osady te dobrze korespondują z utworami poziomu daumantay w zachodniej części Równiny Rosyjskiej. Wyżej występuje glina zwałowa pozostawiona przez lądolód skandynawski zapewne w czasie zlodowacenia sanu 1. Lądolód ten w wyniku procesów egzarycyjnych doprowadził do usunięcia glin zwałowych starszych zlodowaceń (narwi i nidy) oraz rozdzielających lub przykrywających je osadów interglacjalnych: podlaskiego = augustowskiego i małopolskiego, zachowanych w rejonie Białej Podlaskiej. Jego glina zwałowa leży poniżej osadów rzecznych odniesionych do interglacjalu ferdynandowskiego i przykrytych przez glinę zwałową korelowaną ze zlodowaceniem sanu 2. Osady tego zlodowacenia w czterech zbadanych palinologicznie stanowiskach (Hrud I, Ossówka, Komarno, Pawłów Nowy) są przykryte przez serie jeziorne reprezentujące interglacjal mazowiecki i początek zlodowacenia liwca. Ponad nimi miejscami występują osady rzeczne (sandrowe?) akumulowane w warunkach ekstraglacialnych tego zlodowacenia, a wyżej ponownie seria jeziorna ułożona w pozycji wiekowej początkowej części interglacjalu zbójnowskiego. Wymienione osady są przykryte przez najmłodszą w tym rejonie serię glacygeniczną (lub jej reziduum) z okresu zlodowacenia odry i (lub) warty. Młodszy czwartorzęd stanowią zachowane w dolinach rzecznych osady

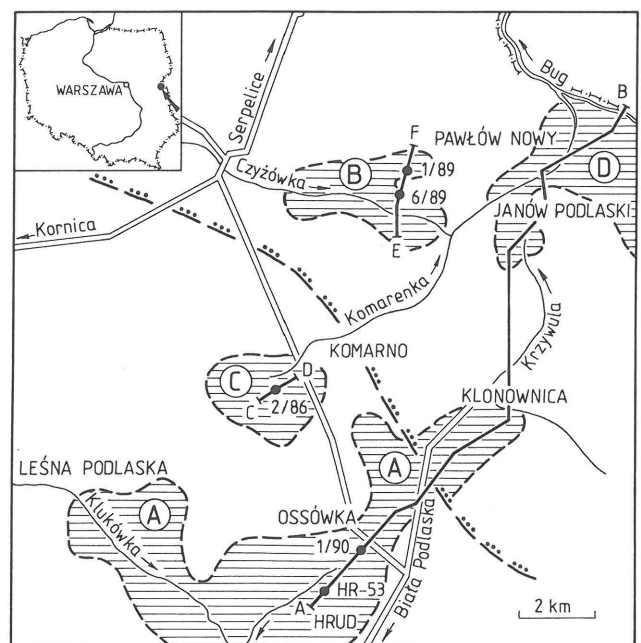
tarasów nadzalewowych, akumulowane w czasie interglacjalu lubawskiego(?) lub eemskiego i w warunkach ekstraglacialnych zlodowacenia wisły oraz osady holocieńskie tarasów zalewowych i w dnach dolin bocznych.





Kopalne jeziora

Przedstawiona wyżej pozycja stratygraficzna osadów jeziornych interglacjalu mazowieckiego i młodszych osadów jeziornych lokowanych w pozycji wiekowej początkowej części zlodowacenia liwca i interglacjalu zbójnowskiego jest podstawą dla podjęcia próby ukazania zasięgu i genezy jezior z tych okresów na opisywanym obszarze oraz ich zróżnicowania typologicznego (A–D na ryc. 1 i 5).

Typ A (Ossówki)

Jezioro tego typu jest udokumentowane osadami węglanowymi o miąższości ponad 30 m, reprezentowanymi przez gytie i kredę jeziorną stwierdzoną otworami wiertniczymi w

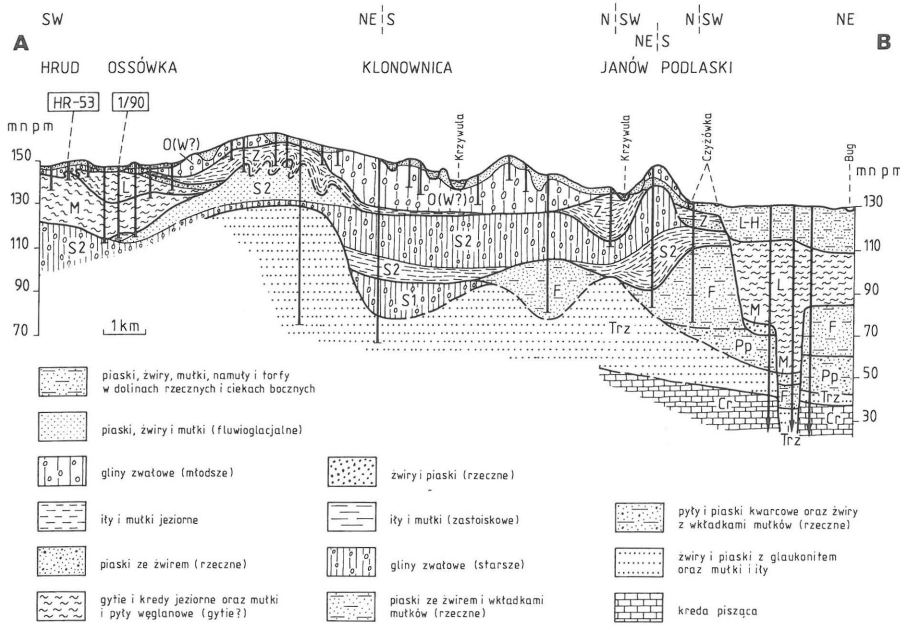


-  typy (A–D) i zasięgi środkowopolejstocieńskich jezior kopalnych
-  linia postaju czota lądolodu w czasie zlodowacenia Odry (Warty?)
-  cytowane w pracy profile interglacialnych osadów jeziornych
-  zamieszczone w pracy przekroje geologiczne

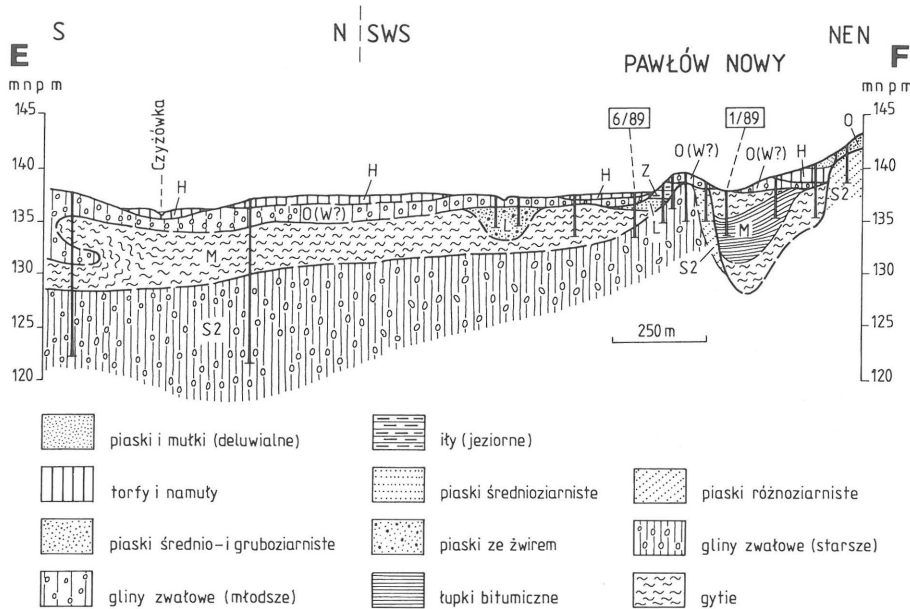
Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny okolic Janowa Podlaskiego z przebiegiem linii przekrojów geologicznych (A–B, C–D, E–F) oraz rozmieszczeniem środkowopolejstocieńskich jezior kopalnych: A — typu Ossówki, B — typu Pawłowa Nowego, C — typu Komarna, D — typu Janowa Podlaskiego (por. ryc. 5)

*Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa,

**Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa



Ryc. 2. Przekrój geologiczny (A–B) przez osady czwartorzędowe między Hrudem i Janowem Podlaskim (por. ryc. 1) według Lindnera (1997, nieco zmieniony). Cr — kreda (senon), Trz — trzeciorząd (oligocen), Pp — preplejstocen (preglacjał), S1 — zlodowacenie sanu 1, F — interglacjał ferdynandowski, S2 — zlodowacenie sanu 2, M — interglacjał mazowiecki, L — zlodowacenie liwca, Z — interglacjał zbójnowski, O (W?) — zlodowacenie odry (warty?), L–H — interglacjał lubawski (?) holocen, 1/90 jeden z profilów objętych badaniami palinologicznymi (por. Krupiński, 1995a), HR-53 — jeden z profilów objętych badaniami palinologicznymi i diatomologicznymi (por. Lindner i in., 1991)



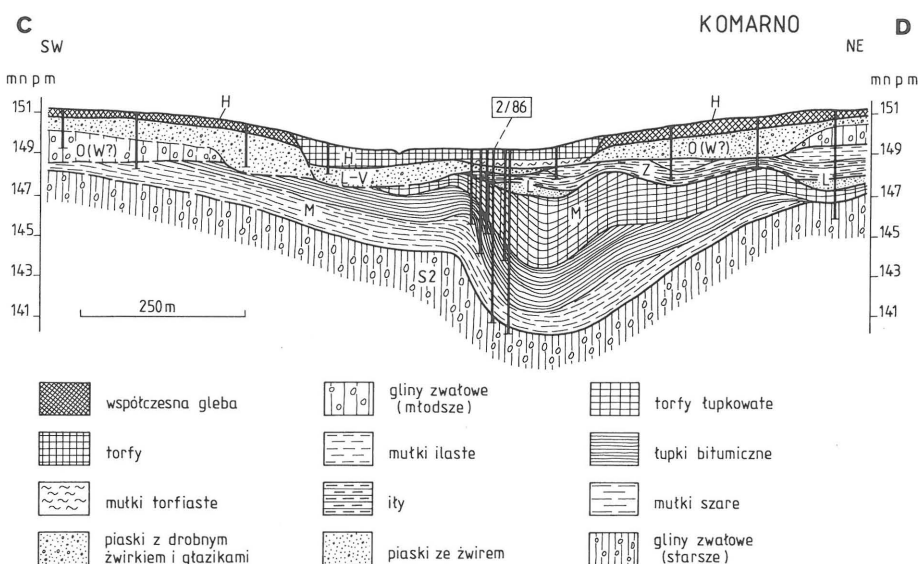
Ryc. 3. Przekrój geologiczny (E–F) przez przypowierzchniowe osady czwartorzędowe w rejonie Pawłowa Nowego (por. ryc. 1) według Nitychoruka (1994), nieco zmieniony. S2 — zlodowacenie sanu 2, M — interglacjał mazowiecki, L — zlodowacenie liwca, Z — interglacjał zbójnowski, O (W?) — zlodowacenie odry (warty?), H — holocen, 1/89, 6/89 profile objęte badaniami palinologicznymi (por. Krupiński, 1996c)

rejonie Ossówki, Hrudu i Leśnej Podlaskiej oraz podestaną łąkami wraz z niżej leżącymi piaskami (ryc. 2 i 5) wydatowanymi metodą termoluminescencji odpowiednio na 430,9 ka i 431,7 ka (Krupiński, 1995b). Według Nitychoruka (1994) jego geneza wiąże się z predyspozycją tektoniczną warunkującą przetrwanie bryły martwego lodu z okresu zlodowacenia

sanu 2 w strefie zinterpretowanego tu rowu tektonicznego Janowa Podlaskiego. Dłuższe wytapianie się tej bryły doprowadziło do powstania jeziora pod koniec wymienionego zlodowacenia, a następnie pogłębiania się tego jeziora w czasie interglacjału mazowieckiego. Zachowany w jego osadach materiał pyłkowy pozwolił na wyróżnienie czterech okresów rozwoju roślinności interglacjałnej o sukcesji typu Ossówki oraz siedmiu okresów dokumentujących przetrwanie tego jeziora w czasie młodszych ochłodzeń i ociepleń klimatycznych lokowanych przez Krupińskiego (1996a) w początkowej części (wczesnym glacie) zlodowacenia odry, a według autorów niniejszej pracy w analogicznej części zlodowacenia liwca (ryc. 2 i 5).

Na podstawie badań małżorożców w osadach interglacjału mazowieckiego w stanowisku Hrud (ryc. 2) Skompski (Lindner i in., 1991) wyróżnił 5 faz rozwoju tego jeziora. Pierwsza z nich (obejmująca najniższe próbki) charakteryzuje głębsze jezioro z *Cytherissa lacustris*. Faza druga przynosi gwałtowny rozkwit gatunkowy zaś faza trzecia jego zahamowanie. Faza czwarta dokumentuje płytkie jezioro z rozwojem osobniczo-gatunkowym, a faza piąta rozwój pojedynczych gatunków. Poza badaniami palinologicznymi o wieku tych osadów, przesądza zdaniem Skompskiego (Lindner i in., 1991) obecność w nich skorupki ślimaków *Lithoglyphus jahni* Urbański i *Viviparus diluvianus* (Kunth). Z analizy diatomologicznej tych osadów wynika możliwość wyróżnienia 4 faz (A–D) rozwoju okrzemek (Marciniak, [W:] Lindner i in., 1991). Poziom A reprezentuje jezioro typu oligo-mezotroficznego zaś poziom B wskazuje na poprawę warunków troficznych, wzrost zasadowości oraz znaczne obniżenie poziomu wody. W przypadku poziomu C mamy do czynienia z dalszą tendencją do wypłylenia jeziora aż do jego niewielkich rozmiarów w okresie charakteryzowanym przez poziom D.

Z wcześniejszych badań diatomologicznych przeprowadzonych dla osadów stanowiska Ossówka, obejmujących najprawdopodobniej ochłodzenia i ocieplenia klimatyczne typowe dla początkowej części zlodowacenia liwca wynika, że zachowana w nich flora okrzemek reprezentuje zdaniem Marciniak (Lindner i in., 1990) trzy stadia rozwoju ówczesnego jeziora. Przewaga planktonowej flory *Cyclotella* (głównie *C. vorticososa*) dobrze zachowanej w dolnej części badanych osadów,



Ryc. 4. Przekrój geologiczny (C–D) przez przypowierzchniowe osady czwartorzędowe w rejonie Komarno (por. ryc. 1) według Lindnera i in. (1988, uzupełniony). S2 — zlodowacenie sanu 2, M — interglacjał mazowiecki, L — zlodowacenie liwca, Z — interglacjał zbójnowski, O (W?) — zlodowacenie odry (warty?), L–V — interglacjał lubawski — zlodowacenie wisty, H — holocen, 2/86 — jeden z profilów objętych badaniami palinologicznymi (por. Krupiński

wskazuje na oligotroficzny charakter i jeszcze znaczną głębokość jeziora. Późniejszy wzrost rodzajów *Aulacoseira*, *Fragilaria* i *Opephora* notowany w wyższej części badanych osadów rejestruje etap sukcesji okrzemek związanych ze wzrostem trofii oraz niewielkim obniżeniem poziomu wody. Dominacja gatunków *Fragilaria* oraz pojawienie się w najwyższej części osadów nowych okrzemek alkalifilnych, typowych dla litoralnej strefy jezior, a także okrzemek stenotermicznych, zimnowodnych (*Tetracyclus emarginatus*, *T. lacustris*) wskazuje na wyraźne ochłodzenie klimatu i znaczne spłytenie jeziora.

Zdecydowane pogorszenie warunków klimatycznych w momencie maksymalnego rozwoju łądolu zlodowacenia liwca, gdy obszar ten znajdował się na jego niedalekim przedpolu, spowodowało zanik zbiornika jeziornego w rejonie Hru da – Ossówki. Doszło wówczas do utworzenia na jego dnie przepływu rzeczny (sandrowego?) w warunkach ekstraglacjałnych, którego śladem są piaski ze żwirem zachowane ponad wyżej opisywanymi osadami węglanowymi (ryc. 2 i 5).

Ponowne utworzenie tego typu jeziora nastąpiło w czasie młodszej ocieplenia klimatycznego korelowanego z początkową częścią interglacjału zbójnowskiego (ryc. 5). Były tu wówczas akumulowane iły, mogące podobnie, jak w przypadku spągowej partii interglacjału mazowieckiego, rozpoczynać sedymentację jeziorną ze znaczną ilością redeponowanego materiału pyłkowego, tak trzeciorzędowego jak i czwartorzędowego (Krupiński, 1995b). Jest wielce prawdopodobne, że wyższe partie osadów tego jeziora zostały usunięte stąd w wyniku młodszych procesów egzaracyjnych i glacictonicznych oraz przemieszczone w kierunku NE, w stronę Klonowicy (ryc. 2), przez łądół zlodowacenia odry i (lub) warty.

Reasumując powyższe fakty i wynikające z nich wnioski należy uznać, że kopalny zbiornik jeziorny w rejonie Hru da – Ossówki reprezentuje typ A (ryc. 1 i 5). Odznaczał się on w swym rozwoju predyspozycją warunkującą utworzenie jeziora polodowcowego podczas zaniku łądolu zlodowacenia sanu 2, a następnie zjawiskami neotektonicznymi sprzyjającymi jego pogłębianiu się i przekształceniu w głębokie jezioro. Było ono wypełniane osadami węglanowymi (gytiami i kredą jeziorną) przez cały interglacjał mazowiecki i początkową część zlodowacenia liwca. Zanik tego jeziora był uwarunkowany pogorszeniem klimatu w czasie maksymalnej części wymienionego zlodowacenia. Ponowny rozwój jeziora nastąpił z chwilą poprawy warunków klimatycznych i wzrostu opadów w początkowej części interglacjału

zbójnowskiego. W opisywanym rejonie dostępne badaniami były głównie iły, a w mniejszym stopniu mułki dokumentujące wczesny moment rozwoju jeziora w czasie tego interglacjału.

Typ B (Pawłowa Nowego)

Jezioro tego typu jest udokumentowane zarówno osadami węglanowymi, reprezentowanymi przez gytie o miąższości do 10 m, jak też przez łupki bitumiczne tworzące grubą na 5 m wkładkę w tych gytach oraz przez młodsze iły w rejonie Pawłowa Nowego (ryc. 3). Według Nitychoruka (1994) predyspozycją dla tego jeziora było obniżenie powstałe w efekcie arealnego zaniku łądolu zlodowacenia sanu 2. Jezioro to odznaczało się zarówno mniejszymi rozmiarami jak i mniejszą głębokością w porównaniu z wyżej opisanym jeziorem typu A. Ponadto charakteryzowało się ono obecnością zatok, z których jedna jest udokumentowana na załączonym przekroju geologicznym (ryc. 3). Wyniki badań palinologicznych pozwalających uznać osady

tego jeziora za odpowiadające interglacjałowi mazowieckiemu (Bińka, [W:] Nitychoruk, 1994; Krupiński, 1996c).

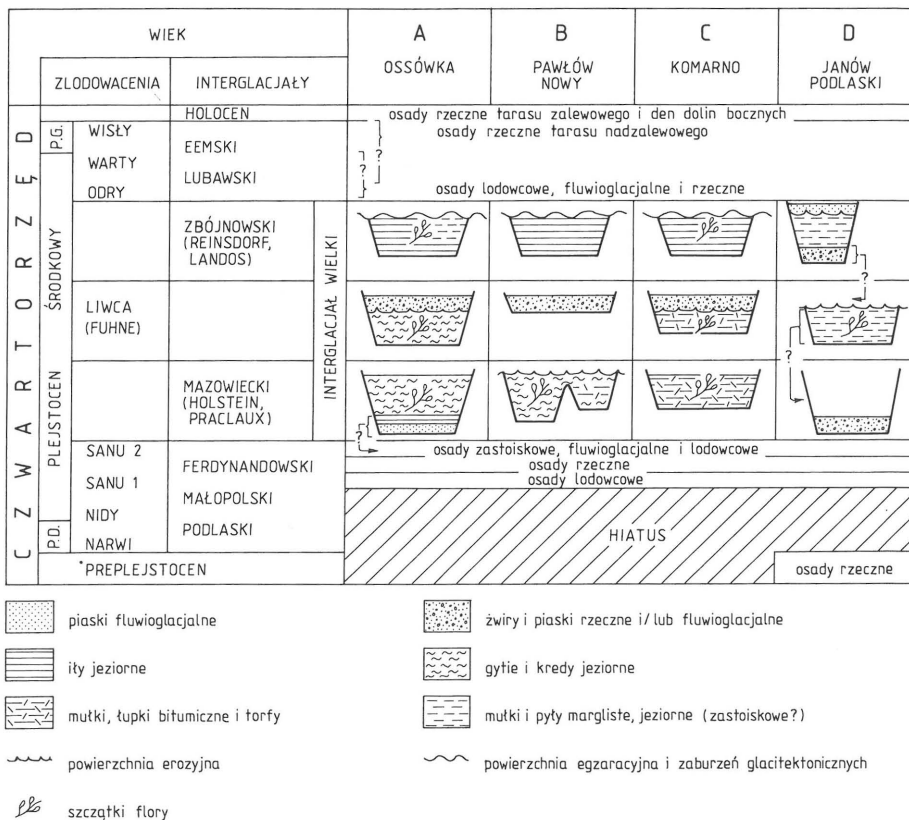
Po interglacjał mazowiecki charakteryzowane jezioro uległo zanikowi. Jego osady zostały rozcięte przez przepływ rzeczny (sandrowy?) w warunkach ekstraglacjałnych zlodowacenia liwca (ryc. 3 i 5). Poprawa warunków klimatycznych i wzrost opadów przypadający na początek interglacjału zbójnowskiego sprzyjał ponownemu rozwojowi akumulacji jeziornej udokumentowanej podglinową warstwą iłów. Wyżej leżąca glina zwalowa wykazuje kontakt glacictoniczny z niżej zachowanymi osadami. Reprezentuje ona zlodowacenie odry i (lub) warty.

Reasumując przedstawione dane można uznać, że kopalny zbiornik jeziorny w rejonie Pawłowa Nowego reprezentuje typ B (ryc. 3 i 5). Powstał on z przeobrażenia postglacjałnego zagłębienia bezodpływowego w jezioro interglacjału mazowieckiego z zatokami odznaczającymi się głębokowodną sedymentacją osadów węglanowych i bardziej płytkowodną z łupkami bitumicznymi. Zanik tego jeziora i rozcięcie erozyjne jego osadów nastąpiło w czasie zlodowacenia liwca, zaś ponowne utworzenie jeziora przypadają zapewne na początek interglacjału zbójnowskiego.

Typ C (Komarna)

Jezioro tego typu jest udokumentowane w rejonie Komarna (ryc. 4 i 5) mułkami, łupkami bitumicznymi i torfami łupkowatymi osiagającymi łącznie do 6–7 m miąższości oraz przez wyżej występujące iły i mułki o miąższości do 2 m. Zostało ono utworzone w miejscu zagłębienia bezodpływowego, pozostawionego przez bryłę martwego lodu z okresu zlodowacenia sanu 2 (Lindner i in., 1988).

Wyniki badań palinologicznych starszej części zachowanych tu osadów jeziornych pozwoliły na wyróżnienie w ich obrębie czterech okresów rozwoju roślinności interglacjału mazowieckiego oraz następującego po nim ocieplenia interstadialnego i ochłodzenia pointerstadialnego (Krupiński & Lindner, 1991), które można próbować odnieść do anaglacjałnej części zlodowacenia liwca (ryc. 5). Zanik tego jeziora wiązał się ze znacznym ochłodzeniem w okresie maksymalnego rozwoju łądolu zlodowacenia liwca i ówczesnym funkcjonowaniem tu ekstraglacjałnego przepływu rzeczny (sandrowego?). Ponowny rozwój jeziora nastąpił w tym rejonie z chwilą ocieplenia klimatycznego i wzrostu opadów przypadających na początek interglacjału zbójnowskiego. Podobnie, jak w poprzednio opisanych typach jezior (A i B) również tu doszło wówczas do akumulacji iłów i mułków zawierających szczątki flory częściowo na wtórnym złożu. W jej obrębie obok sporomorf roślin



Ryc. 5. Wiek i zróżnicowanie typologiczne (A–D) środkowopolejstoczeńskich jezior kopalnych (por. ryc. 1) w rejonie Janowa Podlaskiego; P.D. — plejstocen dolny, P.G. — plejstocen górny

trzejrzędowych charakterystyczny był udział pyłku jodły, graba, osłsy, dębu i leszczyny (Krupiński & Lindner, 1991).

Znaczna ilość wykonanych tu wierceń i uzyskane na ich podstawie rdzenie o nienaruszonej strukturze wykazały liczne zaburzenia glaciektoniczne tych osadów w wyniku przykrycia przez lądolód (por. Myślińska, 1988) zlodowacenia odry i (lub) warty (Lindner i in., 1988; Lindner, 1997). Zachowane w nich okrzemki charakteryzują się bardzo zniszczonymi skorupkami. Są to głównie mechanicznie pokruszone, drobne fragmenty okryw, które są trudne do identyfikacji (B. Marciniak — materiały niepublikowane).

Z uzyskanych materiałów wynika ponadto, że ten typ jeziora zarówno w czasie interglacjału mazowieckiego i następującej po nim anaglacjalnej części zlodowacenia liwca, jak też w czasie początkowej części interglacjału zbójnowskiego odznaczał się najmniejszymi rozmiarami i najmniejszą głębokością ze wszystkich dotychczas opisanych typów jezior. Wyróżniał się także brakiem możliwości akumulacji osadów węglanowych (ryc. 5).

Typ D (Janowa Podlaskiego)

Ten typ jeziora, wobec braku danych paleontologicznych, został wyróżniony jedynie w oparciu o przesłanki geologiczne i paleogeomorfologiczne. Jego osady odznaczają się znaczną miąższością (do ok. 50–60 m) i zostały stwierdzone archiwalnymi otworami wiertniczymi w strefie doliny Bugu na terenie Państwowej Stacji Koni w Janowie Podlaskim (ryc. 2 i 5). Są one reprezentowane przez mułki i pyły margliste = węglanowe (gyttie?) leżące na żwirach i piaskach rzecznych zdyslokowanych tektonicznie i zaliczonych przez autorów do interglacjału mazowieckiego oraz na starszych osadach czwartorzędowych.

Mając na uwadze sytuację geologiczną wymienionych mułków i pyłów marglistych dopuszczono możliwość uznania ich za odpowiednik sedymentacji jeziornej w strefie rowu tektonicznego Janowa Podlaskiego (por. Nitychoruk, 1994) wykorzystywanego już w interglaciale mazowieckim przez dolinę pra-Bugu. W chwili obecnej trudno uznać ostatecznie, czy sedymentacja ta następowała już w czasie wymienionego interglacjału czy też w warunkach

ekstraglacjalnych zlodowacenia liwca (ryc. 5). Osady reprezentujące tę sedymentację, poza obecnością CaCO_3 , zawierają zwęglone kawałki drewna oraz inne szczątki organiczne. Ostateczne ustalenie ich genezy i wieku winny przynieść szczegółowe badania litogenetyczne (por. Lindner & Wyrwicki, 1996) oraz prace geologiczne związane z opracowaniem arkusza Janów Podlaski Szczegółowej mapy geologicznej Polski.

Poza wyżej wymienionymi osadami, w bezpośrednim otoczeniu Janowa Podlaskiego, stwierdzono osady jeziorne (mułki) leżące na utworach rzecznych (sandrowych?) przypisanych zlodowaceniowi liwca lub bezpośrednio na glinie zwałowej zlodowacenia sanu 2 (ryc. 2). Osady te reprezentują zapewne sedymentację jeziorną w okresie interglacjału zbójnowskiego i są przykryte piaskami glaciefluwalnymi lub gliną zwałową z okresu zlodowacenia odry i/lub warty.

W świetle dotychczas zabranych materiałów autorzy są skłonni uznać wymienione mułki i pyły margliste (węglanowe) za dowód istnienia w rejonie Janowa Podlaskiego jeziora typu D powstałego w kopalnej dolinie Bugu o założeniach tektonicznych. Jezioro to mogło być utworzone w wyniku zabarykadowania tej doliny na północy (rejon Mielnika?) przez czoło lądolodu zlodowacenia liwca. Stropowa partia utworzonych tą drogą osadów oraz przykrywających je młodszych serii lodowcowych i glaciefluwalnych została w osi doliny Bugu usunięta erozyjnie przez procesy odpowiedzialne za młodopolejstoczeński rozwój tej doliny. Jedynie na zachodnim jej zboczu oraz w bezpośrednim otoczeniu Janowa Podlaskiego miały możliwość przetrwania osady reprezentujące młodszą sedymentację jeziorną związaną zapewne już z interglacjalem zbójnowskim (ryc. 5).

Uwagi końcowe

Zebrałe i prezentowane materiały zdają się dowodzić, że grupują się tu do pewnego stopnia zróżnicowane genetycznie i równoległe jeziora kopalne interglacjału mazowieckiego reprezentujące pierwszy (starszy) cykl sedymentacji jeziornej. Należą do nich jeziora typu A (Ossówka), B (Pawłowa Nowego) i C (Komarna) powstałe jako zbiorniki polodowcowe dziedziczące zagłębienia po bryłach martwego lodu z okresu zlodowacenia sanu 2. Jedynie w przypadku jeziora typu A sedymentację rozpoczynają ily reprezentujące warunki klimatyczne schyłku tego zlodowacenia. W tym przypadku dalszy rozwój jeziora wiązał się zapewne z obniżaniem jego dna i zwiększaniem miąższości osadów w związku z położeniem w strefie aktywnej tektonicznie. Fakt ten mógł też wpływać na głównie węglanowy charakter osadów jeziora poprzez jego zasilanie przez bogate w CaCO_3 i MgCO_3 wody głębinowe migrujące ku górze wzdłuż stref uskoko- wych sięgających podłoża kredowego (por. Petelski & Sadurski, 1987; Nitychoruk, 1994). Nie można jednak wykluczyć pochodzenia pewnej ilości roztworów węglanowych, jako wypłukanych z lodowcowych i glaciefluwalnych osadów zlodowacenia sanu 2, budujących ówczesne powierzchnie wysoczyznowe wokół jezior typu A i B. W przypadku jeziora typu B dochodziło ponadto, głównie w niewielkich zatoczkach, do sedymentacji bezwęglanowych łupków bitumicznych. W przypadku jeziora typu C miała

miejsce wyłącznie sedymentacja bezwęglanowa mułków i łupków bitumicznych a potem torfów. Należy sądzić, że w przypadku jezior typu A i C sedymentacja zapoczątkowana w interglacjale mazowieckim kontynuowała się również w początkowej części zlodowacenia liwca (ryc. 5).

Z interglacjalem mazowieckim należy też wiązać utworzenie doliny rzecznej pra-Bugu będącej później miejscem rozwoju miąższej sedymentacji jeziornej typu D. Widoczne predyspozycje tektoniczne oraz węglanowy charakter zachowanych tu osadów nasuwają przypuszczenie, że ich sedymentacja mogła być częściowo zapoczątkowana w interglacjale mazowieckim i kontynuowana w czasie zlodowacenia liwca, podobnie jak w przypadku jeziora typu A (Ossówki).

Drugi (młodszy) cykl sedymentacji jeziornej w tym rejonie, wykorzystując wcześniejsze obniżenia jeziorne i rzeczne (sandrowe?) rozwijał się już od początku interglacjalu zbójnowskiego akumulacją iłów (typ A-C) charakterystycznych dla jeszcze chłodnych warunków klimatycznych. W przypadku jeziora typu D doszło wówczas w sytuacji pozadolinnej do akumulacji mułków wypełniających obniżenia w powierzchni starszej wysoczyzny polodowcowej.

Jeśli chodzi o precyzyjną **ocenę pozycji stratygraficznej opisanych wyżej jezior**, to dzięki badaniom palinologicznym przeprowadzonym tu głównie przez Krupińskiego (1995a, b, 1996a-c) należy uznać, że pierwszy z wymienionych cykli rozwoju jezior kopalnych w tym rejonie obejmował interglacjal mazowiecki i następujący po nim początek młodszego zlodowacenia, które w świetle podziału stratygraficznego środkowego plejstocenu Polski nosi nazwę zlodowacenia liwca (por. Lindner, 1988, 1991; Baraniecka, 1990; Słowańska & Makowska, 1991). Drugi cykl rozwoju kopalnych jezior w tym rejonie nie posiada już tak dobrej dokumentacji palinologicznej. Mając jednak na uwadze podobieństwo litologiczne osadzonych wówczas osadów do tych, które rozpoczynały pierwszy cykl, jak też zachowany w nich wymieszany (trzeciorzędowy i czwartorzędowy) materiał pyłkowy, autorzy podtrzymują swoje wcześniejsze stanowisko o możliwości odniesienia drugiego cyklu rozwoju tutejszych jezior do początkowej części interglacjalu zbójnowskiego.

Na obszarze Niemiec w analogicznej sytuacji stratygraficznej zachowane są środkowoplejstocenijskie osady jeziorne w odstąpieniu kopalni węgla brunatnego w Schöningen (por. Urban, 1995). Starsze z nich, reprezentujące interglacjal holsztyński = mazowiecki (holstein = mazovian) leżą na glinie zwałowej i utworach późnoglacialnych zlodowacenia elstery. Są one przykryte przez młodsze osady jeziorne reprezentujące ochłodzenie (zlodowacenie?) fuhrne = liwca i następujący po nim interglacjal reinsdorf (dömnitz = zbójnowski). W wyższej pozycji stratygraficznej ulokowano osady interglacjalu schöningen oraz serie glacialfluwalne i glinę zwałową zlodowacenia drenthe = odry (warty?).

Z podobną sytuacją ówczesnych osadów jeziornych mamy do czynienia na obszarze Równiny Rosyjskiej, gdzie między innymi w profilu Czekałin jego starsza część, leżąca na glinie zwałowej zlodowacenia oki = sanu 2, reprezentuje interglacjal lichwiński *sensu stricto* (Lh1 = mazowiecki), część środkowa ochłodzenie śródlichwińskie (Lh2 = liwca) a część górna interglacjal czekaliński (Lh3 = zbójnowski), którego osady przykrywa glina zwałowa zlodowacenia dniewru = odry (por. Zubakov & Borzenkova, 1990). W profilu Bolshaya Kosha ochłodzenie śródlichwińskie, określane jako koshinsky interstadial (Zelikson, 1995) odznacza

się sukcesą florystyczną zbliżoną do tej, jaka w profilu Ossówka charakteryzuje początek zlodowacenia liwca (odry w ujęciu Krupińskiego, 1995a).

Również we Francji, na obszarze Masywu Centralnego, a więc poza zasięgiem zlodowaceń skandynawskich, w osadach jeziornych na dnie jednego z kraterów wulkanicznych udokumentowano dwa następujące po sobie interglacjale środkowoplejstocenijskie tego wieku (de Beaulieu & Reille, 1995;). Starszy z nich (praclaux) skorelowano z interglacjalem holsztyńskim = mazowieckim a młodszy (landos) z interglacjalem dömnitz = zbójnowskim.

L i t e r a t u r a

- BARANIECKA M.D. 1990 — Kwart. Geol., 34: 149–166.
 DE BEAULIEU J.L. & REILLE M. 1995 — Meded. Rijks. Geol. Dienst., 52: 59–70.
 DRYNDA K. 1994 — [W:] Mat. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Bocheniec, 12.
 FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J. & KRAUŻLIS K. 1988 — Prz. Geol., 36: 619–630.
 KRUPIŃSKI K.M. 1995a — Prz. Geol., 43: 117–122.
 KRUPIŃSKI K.M. 1995b — Acta Geogr. Lodz., 70: 1–200.
 KRUPIŃSKI K.M. 1996a — Biul. Państw. Inst. Geol., 373: 79–86.
 KRUPIŃSKI K.M. 1996b — [W:] Mat. II Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, L. Marks (red.): 17–28.
 KRUPIŃSKI K.M. 1996c — Prz. Geol., 44: 168–172.
 KRUPIŃSKI K.M. & LINDNER L. 1991 — [W:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.), UAM Geografia, 50: 511–518.
 LINDNER L. 1988 — Prz. Geol., 36: 637–647.
 LINDNER L. 1991 — [W:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.), Geografia UAM, 50: 519–530.
 LINDNER L. 1996 — Biul. Państw. Inst. Geol., 373: 87–96.
 LINDNER L. 1997 — Kwart. Geol., 41 (w druku).
 LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., MARCINIĄK B. & NITYCHORUK J. 1990 — Prz. Geol., 38: 476–483.
 LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., MARCINIĄK B., NITYCHORUK J. & SKOMPSKI S. 1991 — Kwart. Geol., 35: 337–362.
 LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., SEMIL J. & ZALEWSKI A. 1988 — Bull. Pol. Ac.; Earth Sc., 36: 49–57.
 LINDNER L. & WYRWICKI R. 1996 — Prz. Geol., 44: 1131–1134.
 MOJSKI J.E. — [W:] Geomorfologia Polski, 2, Niż Polski, R. Galon (red.), Państw. Wyd. Nauk.: 318–362.
 MYŚLIŃSKA E. 1988 — Prz. Geol., 36: 630–663.
 NITYCHORUK J. 1994 — Roczn. Międzyrzecki, 26: 23–107.
 NITYCHORUK J. 1996 — [W:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.), Geografia UAM, 57: 219–228.
 NOWAK J. 1969 — Kwart. Geol., 13: 424–441.
 NOWAK J. 1973 — Mapa geologiczna Polski (A), 1 : 200 000, ark. Białą Podlaska. Wyd. Geol.
 NOWAK J. 1974 — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, ark. Białą Podlaska. Ibidem.
 NOWAK J. 1977 — Studia Geol. Pol., 52: 347–359.
 PETELSKI K. & SADURSKI A. 1987 — Prz. Geol., 35: 143–147.
 SŁOWAŃSKA B. & MAKOWSKA A. (red.) 1991 — Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol.: 1–104.
 URBAN B. 1995 — Meded. Rijks Geol. Dienst, 52: 175–186.
 ZABORSKI B. 1927 — Prz. Geogr., 7: 1–52.
 ZELIKSON E.M. 1995 — [W:] Preprint of research materials for IGU conference Global changes and geography, A.A. Velichko (red.), Moscow: 80–92.
 ZUBAKOV V.A. & BORZENKOVA I.I. 1990 — Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Developments in Palaeontology and Stratigraphy 12. Elsevier: 1–456.