

Józef WOJTANOWICZ

O TERMOKRASOWEJ GENEZIE JEZIOR ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKICH

On Thermokarst Genesis of the Łęczna-Włodawa Lakes

WSTĘP

Spośród jezior Polski wyodrębnia się grupa kilkudziesięciu jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (ryc. 1). Są to tak zwane jeziora łęczyńsko-włodawskie (J. R o z t w o r o w s k i 1882), które jako jeziora ziemi lubelskiej i ziemi chełmskiej pierwszy opisał J. D ł u g o s z (1455–1480). Ich charakterystykę w monograficznym opracowaniu przedstawił T. W i l g a t (1954), także ostatnio T. W i l g a t i inni (1992). Pewna odrębność tych jezior, można nawet mówić o ich specyfice, wynika z dwu faktów. Pierwszy wiąże się z położeniem jezior; są najbardziej na południe (na południowy wschód) wysuniętą zwartą grupą jezior w Polsce tworzącą „pojezierze”, daleko (około 200 km) od pojezierzy związanych z ostatnim zlodowaceniem. Jest to fragment jezior Polesia – tej tak oryginalnej, zagadkowej i bardzo rozległej jednostki fizjograficznej Europy Środkowej. Drugą wyróżniającą cechą jest fakt, że miałyby to być jedyna grupa jezior w Polsce o krasowej genezie, według dotychczasowych poglądów.

Niniejsza wypowiedź autora na temat genezy jezior łęczyńsko-włodawskich to próba podsumowania przemyśleń, które zrodziły się kilkanaście lat temu w trakcie badań geologicznych i geomorfologicznych na Polesiu Lubelskim przy opracowywaniu (kilku arkuszy) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (J. B u r a c z y Ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1981, 1982 i inne).

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA GENEZĘ JEZIOR

Pierwszą spośród hipotez naukowych dotyczących pochodzenia jezior Polesia jest właśnie hipoteza krasowa. Jej autorem jest P. T u t k o w s k i (1911), który prowadząc na Polesiu Wołyńskim na przełomie XIX i XX wieku badania geologiczne opisał także zja-

wiska krasowe, wiążąc z nimi właśnie powstanie jezior. W rozwoju krasu dużą rolę przypisywał głębokim wodom artezyjskim, których występowanie wiązał z liniami tektonicznymi.

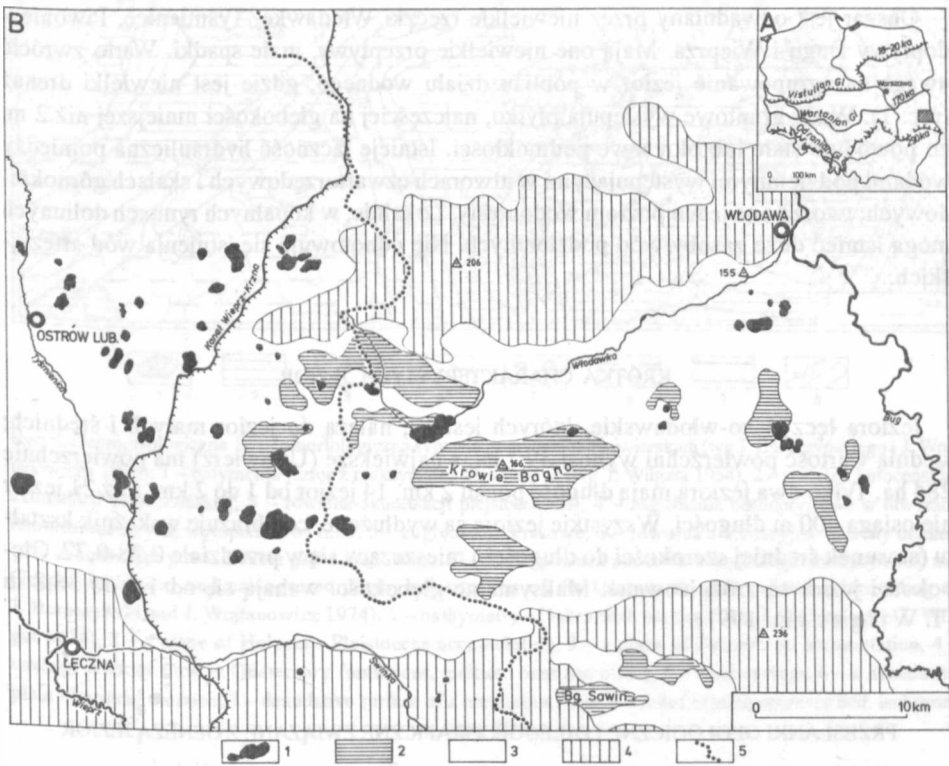
Polscy badacze, którzy w latach dwudziestych i trzydziestych obecnego stulecia prowadzili szczegółowe badania na Polesiu Wołyńskim, między innymi nad krasem (S. Pa w ł o w s k i 1930), wypowiedzieli się jednoznacznie za krasową genezą jezior (S. L e n c e w i c z 1931, E. R ü h l e 1935). Stało się tak mimo tego, iż wykonane przez nich na podstawie wierceń przekroje geologiczne mogły budzić wątpliwości. Okazało się, że w dnie mis jeziomych zalega często gruba seria osadów czwartorzędowych. Na przykład, w jeziorze Świtaż, w jego zachodniej i północno-zachodniej części miąższość czwartorzędu wynosi 25-30 m, a osady te, z których najstarsze pochodzą z przedglacjalnego plejstoce-
nu, wyścielają dno głębokiej kopalnej rynny dolinnej Bug-Prypeć (E. R ü h l e 1961). Te stosunki, dotyczące rzeźby podłoża i miąższości czwartorzędu, zarówno dla jeziora Świtaż, jak i dla Polesia Wołyńskiego go znajdują potwierdzenie w nowszych badaniach ukraińskich (m. in. D. W. Z a k r e w s k i 1985). Nie przeszkodziło to na ogół tym badaczom, a także białoruskim i rosyjskim, w przyjmowaniu krasu jako odpowiedzialnego procesu za powstanie jezior Polesia. Należy zauważyć, że wypowiedane były i inne poglądy. Tak na przykład I. N. C z u k l e n k o w a (1975), obok jezior krasowych, widzi na Polesiu także jeziora suffożyjne oraz glacialne. Te ostatnie w północnej części Polesia, ograniczone są do zasięgu zlodowacenia moskiewskiego (Warty). Z koncepcją tektoniczną pochodzenia zagłębień jezior i błot Polesia Wołyńskiego wystąpił niedawno zespół autorów ukraińskich (A. A. K o m l e w i in. 1982, W. M. T i m o f i e j e w i in. 1983). W 1973 roku znakomity białoruski badacz czwartorzędu L. N. W o z n i a c z u k wypowiedział się za termokrasową genezą jezior Polesia, pisząc w tej kwestii następująco „termokrasowe pochodzenie a nie krasowe, wbrew szeroko rozpowszechnionym poglądom, mają prawie wszystkie jeziora Polesia białoruskiego, szczególnie te najbardziej głębokie” (L. N. W o z n i a c z u k 1973, s. 67).

Jeśli chodzi o same jeziora łączyńsko-włodawskie, to przyjmuje się, że po raz pierwszy o pochodzeniu tych jezior pisał L. S a w i c k i (1918) a po nim S. W o ł ł o s o w i c z (1922). Obaj uznali je za pozostałość plejstocenijskiego zastoiska wodnego. T. W i l g a t (1954) nawiązując do badań S. L e n c e w i c z a (1931) i E. R ü h l e g o (1935) na Polesiu Wołyńskim przyjął krasową genezę jezior. Pogląd ten był akceptowany (H. M a r u s z c z a k 1966b) i powszechnie przyjęty (S. N a k o n i e c z n y 1965). Zakwestionowali go w połowie lat siedemdziesiątych J. B u r a c z y Ń s k i i J. W o j t a n o w i c z (1974), którzy wysunęli koncepcję wytopiskowo-termokrasową (J. B u r a c z y Ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1981, 1982, 1983). Wnioski swoje oparli na szczegółowym zdjęciu geologicznym, w zakres którego wchodziły wiercenia przebijające cały czwartorzęd. Były to badania jakościowo nowe na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i o zasadniczym znaczeniu dla wnioskowania o genezie występujących tam jezior.

POŁOŻENIE I WARUNKI FIZJOGRAFICZNE WYSTĘPOWANIA JEZIOR

Jeziora łączyńsko-włodawskie leżą w pasie niżu polskiego, w jego peryferyjnej południowej części, na pograniczu z pasem wyżyn, na międzyrzeczu Wieprza i Bugu. Jest to region Polesia Lubelskiego, a w węższym pojęciu Pojezierza Łączyńsko-Włodawskiego, jeśli się uwzględni fakt, że w tym najbardziej południowym subregionie Polesia Lubelskiego, graniczącym bezpośrednio z Wyżyną Lubelską zgromadziło się ponad 80% jezior (56 sztuk). Istotny jest przy tym fakt, że jeziora nie „wchodzą” na teren Wyżyny, w ogóle brak tam jezior. Nie ma więc ich tam, gdzie krasowiejące skały górnokredowe występują na powierzchni. Przy krasowej koncepcji pochodzenia omawianych jezior byłby to fakt trudny do wytłumaczenia.

Jeziora łączyńsko-włodawskie leżą w całości na obszarze zlodowacenia Odry (ryc.1). Zlodowacenie Odry (320–230 ka BP) starsze z dwu zlodowaceń środkowopolskich miało



Ryc. 1. Położenie jezior łączyńsko-włodawskich na tle zasięgu młodszych zlodowaceń (A) oraz ich sytuacja geomorfologiczno-hydrograficzna na międzyrzeczu Bugu i Wieprza (B): 1 – jeziora, 2 – bagna, 3 – równiny (jeziornicze, rzeczne, fluwioglacjalne i denudacyjne na utworach glacialnych), 4 – wysoczyzny i garby podłoża z pokrywą utworów czwartorzędowych, 5 – dział wodny Bug-Wieprz

Location of the Łączyńsko-Włodawa lakes in relation to the range of the youngest glaciations (A) and their geomorphological-hydrographical situation between the Bug and Wieprz rivers (B): 1 – lakes, 2 – swamps, 3 – plains (lacustrine, fluvial, fluvioglacjal and denudative on glacial formations), 4 – elevations and hummocks of bedrock with cover of the Quaternary deposits, 5 – watershed between the Bug and Wieprz rivers

decydujący wpływ na rzeźbę obszaru (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1983). Czytelny jest dość bogaty inwentarz form i osadów z okresu tego zlodowacenia – wały morenowe, kemy, ozy, sandry, równiny rzeczno-peryglacjalne, kopalne rynny i doliny, w tym o charakterze pradolin. W formie kopalnej zachowały się też liczne osady jeziorne z różnych okresów plejstocenu – z glacjałów i interglacjałów, w czasie których Polesie Lubelskie było typowym pojezierzem (J. E. Mojski, J. Trembaczowski 1977). Także w interglacjale eemskim i w pełni Vistulianu istniały tu jeziora. Nie przetrwały one do czasów współczesnych.

Obszar Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest terenem równinym o mało zróżnicowanych wysokościach bezwzględnych (155-180 m n.p.m.) i względnych i o spadkach nie przekraczających 2°. Jest to obszar jakby „depresji” morfologicznej (T. Wilgati in. 1991) pomiędzy wzniesieniami, Wałem Uhruskim od południa i Garbem Włodawskim od północy.

Obszar jest odwadniany przez niewielkie rzeczki Włodawkę, Tyśmienicę, Piwonię – dopływy Bugu i Wieprza. Mają one niewielkie przepływy, małe spadki. Warto zwrócić uwagę na zgrupowanie jezior w pobliżu działu wodnego, gdzie jest niewielki drenaż (ryc. 1). Wody gruntowe występują płytko, najczęściej na głębokości mniejszej niż 2 m, co powoduje stałe lub okresowe podmokłości. Istnieje łączność hydrauliczna pomiędzy wodami podziemnymi występującymi w utworach czwartorzędowych i skałach górnokredowych; tworzą one jeden poziom wodonośny. Lokalnie, w kopalnych rynnach dolinnych mogą istnieć duże zasoby wód podziemnych. Nie odnotowuje się istnienia wód artezyjskich.

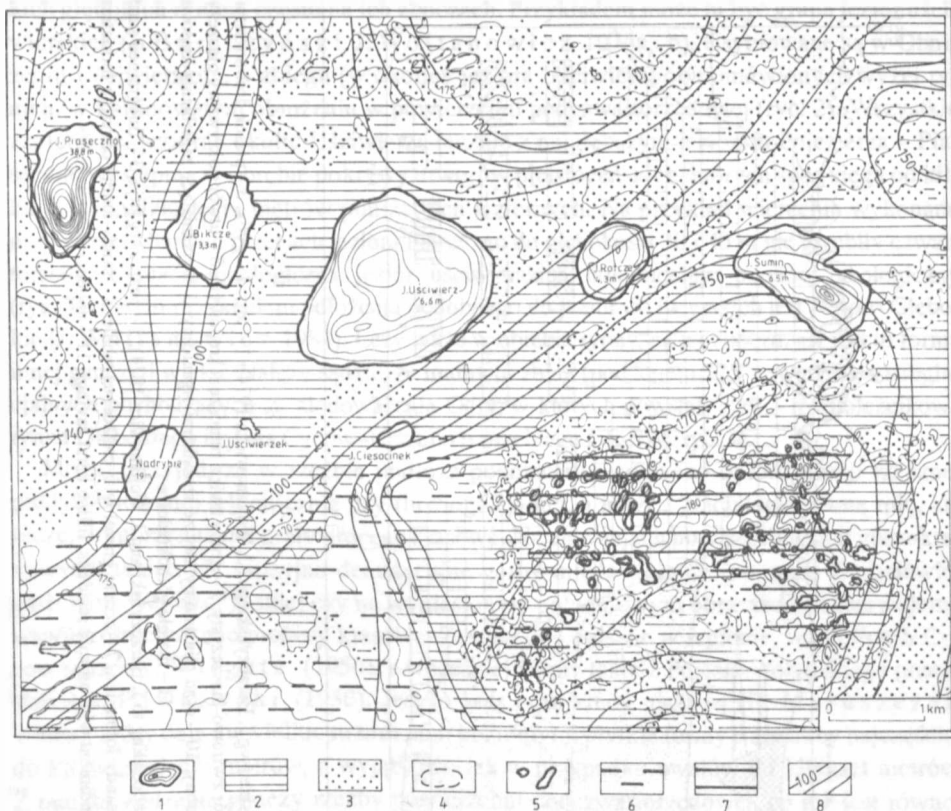
KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA JEZIOR

Jeziora łęczyńsko-włodawskie, których jest 67, należą do jezior małych i średnich; średnia wartość powierzchni wynosi 39,7 ha, a największe (Uściwierz) ma powierzchnię 284 ha. Tylko dwa jeziora mają długość ponad 2 km, 14 jezior od 1 do 2 km, a aż 21 jezior nie osiąga 400 m długości. Wszystkie jeziora są wydłużone, co obrazuje wskaźnik kształtu (stosunek średniej szerokości do długości) mieszczący się w przedziale 0,28-0,77. Głębokości jezior są zróżnicowane. Maksymalne głębokości wahają się od 1,0 do 38,8 m (T. Wilgati in. 1991).

PRZESŁANKI GEOLOGICZNE I PALEOGEOGRAFICZNE ZWIĄZANE Z GENEZĄ JEZIOR

Szczegółowe badania geologiczne na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim dały między innymi obraz rzeźby powierzchni górnokredowej, pozwoliły odkryć prawdziwą miąższość pokrywy czwartorzędowej i ustalić schemat stratygraficzny tych osadów. Ustalenia we wszystkich tych kwestiach są niezwykle istotne dla genezy i wieku tych jezior.

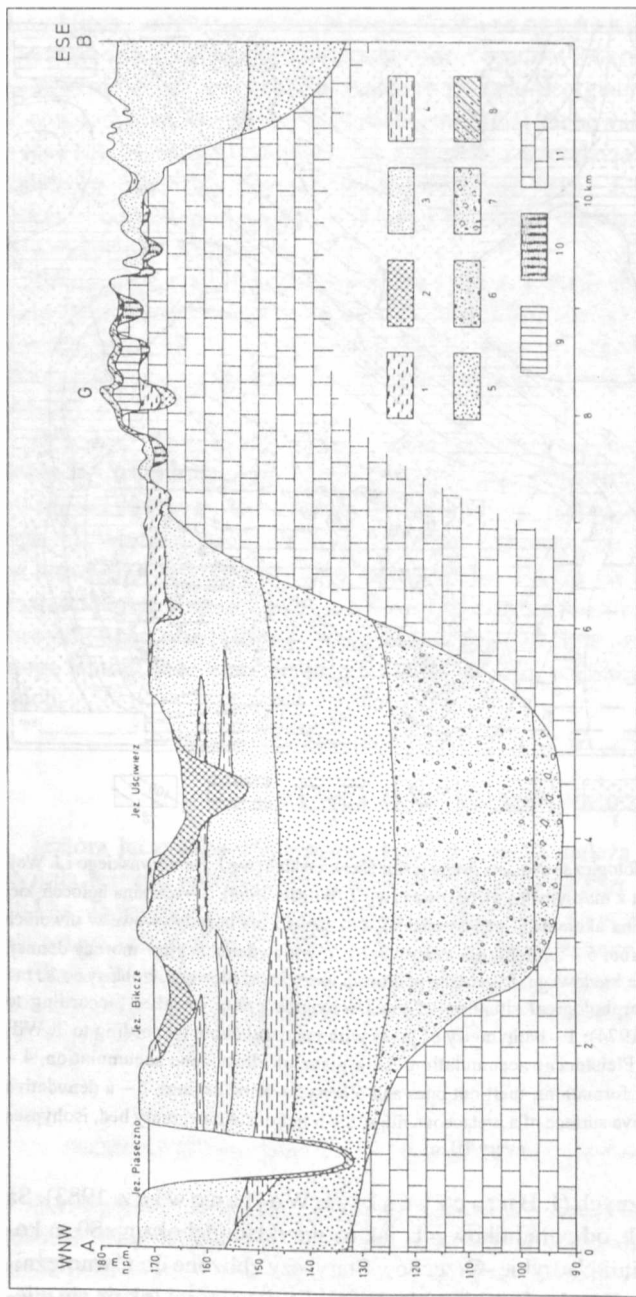
Powierzchnia górnokredowa odznacza się dużą energią reliefu, w przeciwieństwie do współczesnej powierzchni; charakteryzują ją duże deniwelacje rzeźby, dochodzące do 90 m. W rzeźbie podłoża podczwartorzędowego wyodrębniają się głębokie rynny dolinne,



Ryc. 2. Geomorfologiczna i paleomorfolologiczna sytuacja grupy jezior uściwierskich (wg J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza 1974): 1 – batymetria jezior z maksymalną głębokością (wg T. Wilgata 1954), 2 – równina holoceneskiej akumulacji plejstoceńskiej, 3 – równina akumulacji plejstoceńskiej, 4 – zagłębienia bezodpływowe w utworach czwartorzędowych, wytopiskowe i inne, 5 – zagłębienia krasowe, 6 – równina denudacyjna moreny dennej, 7 – denudacyjna powierzchnia garbu kredowego, 8 – rzeźba podłoża podczwartorzędowego, izohipsy co 10 m

Geomorphological and paleogeomorphological situation of the Uściwiersk group of lakes (according to J. Buraczyński and J. Wojtanowicz 1974): 1 – bathymetry of lakes with maximal depth (according to T. Wilgat 1954), 2 – a plane of Holocene Pleistocene accumulation, 3 – a plane of Pleistocene accumulation, 4 – cavings without flow in Quaternary formations, melt-out ones and others, 5 – karst cavings, 6 – a denudative plain of ground moraine, 7 – denudative surface of a cretaceous ridge, 8 – relief of subquaternary bed, isohyps every 10 m

często o założeniach tektonicznych (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1983). Są to rynny o różnych kierunkach, od południkowych, jak na przykład głęboka na 80 m kopalna dolina Pra-Wieprza na linii Nadrybie–Orzechów Stary, czy zbliżone do równoleżnikowych, jak na przykład rynna Włodawki o kierunku WSW-ESE, w której lokuje się między innymi północna część Krowiego Bagna (K. Bałaga i in. 1983). Dochodzą do tego stare rynny pochodzące jeszcze z górnego trzeciorzędu i eoplejstocenu, wypełnione różnowiekowymi osadami czwartorzędowymi. Regułą jest, że jeziora lokują się w obrębie ta-



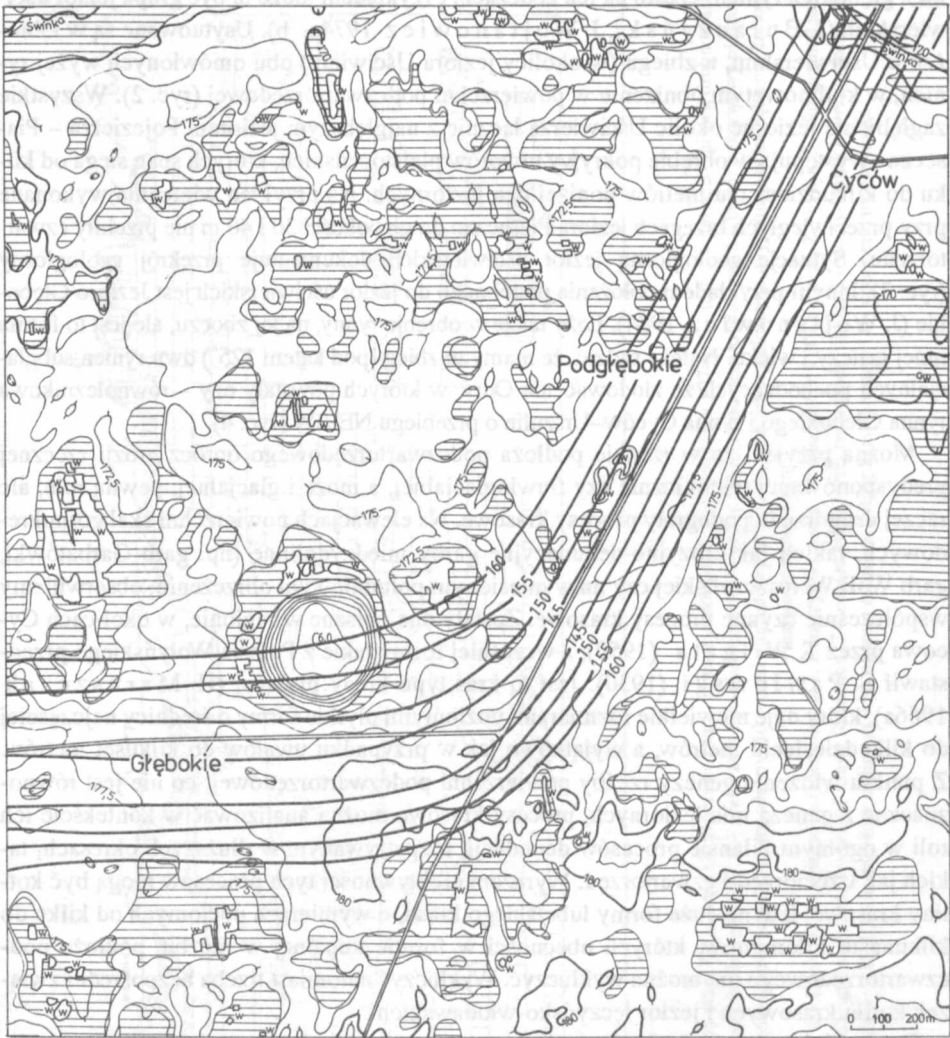
Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez Obniżenie Uściwierskie (wg J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza 1974): 1 – torf, 2 – gytja, 3 – piasek drobnoziarnisty, 4 – utwór ilasty, 5 – piasek średnioziarnisty, 6 – utwór żwiru z rumoszem kredowym, 7 – gruby żwir z rumoszem kredowym, 8 – utwór pokrywowy piaszczysto-gliniasty, 9 – utwór pylasto-iglasty (mulek) lessopodobny, 10 – osad gliniasto-pylasty ze szczątkami organicznymi, wypełniający zagłębienia krasowe, 11 – margle górnokredowe

Geological cross section of the Uściwiersk Depression (according to J. Buraczyński and J. Wojtanowicz 1974): 1 – peat, 2 – gyttja, 3 – finegrained sand, 4 – clay formation, 5 – middle-grained sand, 6 – gravel-sandy formation, 7 – coarse gravel with cretaceous rubble, 8 – sandy-loamy covering formation, 9 – loess-like clayey silt, 10 – loamy-silty sediment with organic residues, filling karst cavings, 11 – upper cretaceous marls

kich głębokich rynien, często na ich zboczach. Przykładem może tu być grupa jezior uściwierskich (J. B u r a c z y ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1974a, b). Usytuowane są w Obniżeniu Uściwierskim, u zbiegu (w okolicy jeziora Uściwierz) obu omówionych wyżej rynien, w kotlinowatym obniżeniu w powierzchni podczwartorzędowej (ryc. 2). Wszystkie zagłębienia jeziorne okolic Uściwierza łącznie z najgłębszym jeziorem Pojezierza – Piaseczno występują w obrębie pokrywy utworów plejstocenijskich, których spąg sięga od kilku do kilkudziesięciu metrów poniżej den jeziomych. Na przykład wiercenia wykonane przy przeciwnych brzegach jeziora Piaseczno do głębokości 30 i 40 m nie przebiły czwartorzędu. Sytuację geologiczną jezior uściwierskich dokumentuje przekrój geologiczny (ryc. 3). Innym przykładem położenia podobnego do jezior uściwierskich jest Jezioro Głębokie (J. W o j t a n o w i c z 1984). Leży także w obrębie rynny, na jej zboczu, ale jest to forma innej genezy i wieku. Należy sądzić, że mamy tu zbieg (pod kątem 125°) dwu rynien subglacialnych pochodzących ze zlodowacenia Odry, w których powstały ozy – równoleżnikowa rynna Głębokiego i rynna Cyców–Urszulin o przebiegu NE-SW (ryc. 4).

Można przyjąć, że w rzeźbie podłoża podczwartorzędowego oprócz erozji rzecznej predysponowanej tektonicznie czy fluwio-glacialnej, a może i glacialnej, pewną rolę, ale raczej drugorzędną odegrały procesy krasowe. Na elewacjach powierzchni skał górnokredowych, takich jak erozyjno-denudacyjne garby międzydolinne (np. garb Garbatówki, garb Woli Wereszczyńskiej czy na wyniesionym południowym obrzeżeniu, obserwujemy współcześnie czynne procesy krasowe. Zostały one opisane w regionie, w okolicach Cycowa przez T. W i l g a t a (1950), a wcześniej formy takie z Polesia Wołyńskiego przedstawił S. P a w ł o w s k i (1930). Jest to kras typu kredy piszącej (H. M a r u s z c z a k 1966a), który daje niewielkie rozmiarami poziomymi płytkie formy o średnicy najczęściej do kilkudziesięciu metrów, a wyjątkowo jak w przypadku uwałów do kilkuset metrów. Z punktu widzenia genezy rzeźby powierzchni podczwartorzędowej, co nie jest równoznaczne z genezą mis jeziomych, procesy krasowe można analizować w kontekście ich roli w ogólnym bilansie procesów denudacji, rozpatrywanym w dłuższych okresach, takich jak trzeciorząd i czwartorzęd. Wyrazem efektywności tych procesów mogą być kotliny krasowe, jedyne duże formy lubelskiego krasu, o wymiarach poziomych od kilku do kilkunastu kilometrów, których obecności w formie kopalnej w rzeźbie podłoża podczwartorzędowego nie można wykluczyć. Wykluczyć natomiast trzeba bezpośredni związek kotlin krasowych i jezior łączyńsko-włodawskich.

Bardzo istotną przesłankę do wnioskowania o genezie jezior wniosły badania palinologiczne osadów organogenicznych, wypełniających jeziora łączyńsko-włodawskie, wykonywane przez K. B a ł a g ę (1982, 1991, 1983, 1992, 1994). Badania te poparte datowaniami osadów wykazały między innymi, że jeziora powstały prawie jednocześnie, w okresie schyłku Vistulianu, w czasie 13–1 ka BP. Nie powstały ani wcześniej, ani później, więc inne czynniki niż krasowe musiały zdecydować o powstaniu jezior. Co się zatem stało szczególnego w tym czasie, co spowodowało powstanie zagłębień, które wypełniły się wodą? Przyczyna pierwotna tkwi w klimacie. Jest to okres, na który przypadają pierwsze wyraźne ocieplenia klimatyczne późnego glaciału – Bölling (12–13 ka BP) i Alleröd (11–11,8 ka BP), przedzielone bardzo krótkim ochłodzeniem starszego dryasu (11,8–12 ka BP). Wraz z ociepleniem klimatu roz-



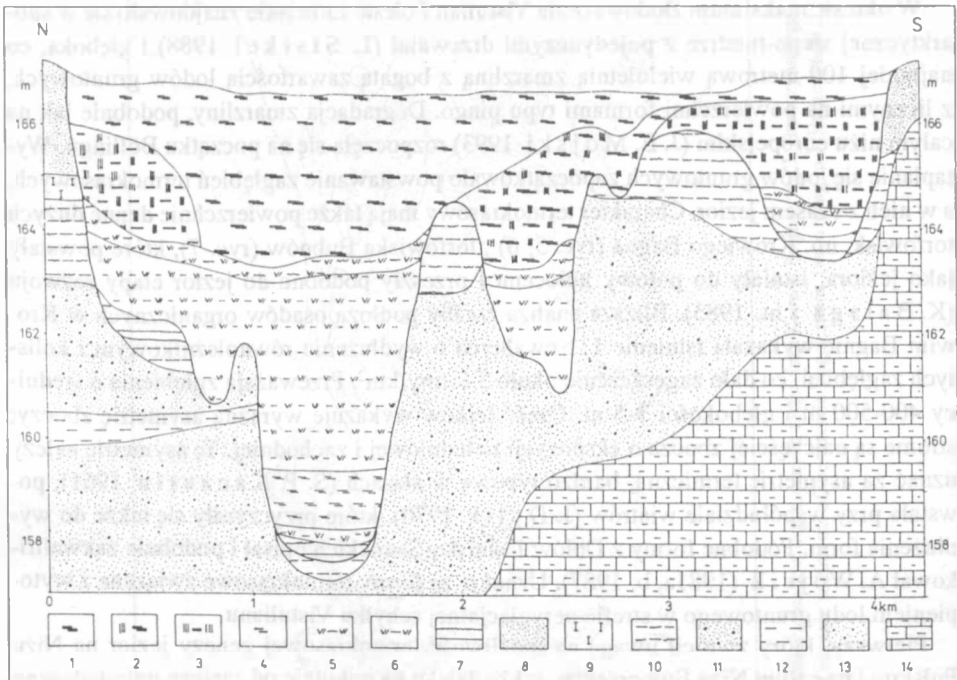
Ryc. 4. Jezioro Głębokie na tle hipsometri i głównych elementów rzeźby (wg J. Wojtanowicza 1984, z uzupełnieniami). Kreskami poziomymi zaznaczono podmokłe zagłębienia zatorfione; batymetria jeziora wg T. Wilgata (1954); poziomicze co 2,5 m; izarytmy rzeźby podłoża co 10 m
 Głębokie Lake in regard to hypsometry and main elements of the relief (according to J. Wojtanowicz 1984, with supplements). Vertical dashed lines denote waterlogged cavings filled with peat, lake bathymetry according to T. Wilgat (1954), level lines every 2.5 m, isarhythms of the bed relief every 10 m

poczęła się na początku Böllingu degradacja wieloletniej zmarzliny, rozwój termokrasu i w konsekwencji powstanie jezior termokrasowych typu ąlasów. Jest to jedyne logiczne objaśnienie powstania jezior, pozostające w zgodzie z przedstawionymi wyżej przesłankami geologicznymi i paleogeograficznymi.

KONCEPCJA TERMOKRASOWEJ GENEZY JEZIOR ŁĄCZYŃSKO-WŁODAWSKICH

Jeziora termokrasowe występują współcześnie i rozwijają się w szerokiej strefie subarktyki, a więc na Syberii, w subarktyce kanadyjskiej i na Alasce (S. P. Kaczurin 1961, W. L. Suchodrowski 1979, J. T. Uwarkin 1973, C. R. Burn, M. W. Smith 1990). Są to jeziora różnej wielkości i średnicy od kilku metrów do kilku kilometrów i głębokości od paru metrów do kilkudziesięciu metrów (do 50-60 m) i mają najczęściej kształt okrągły i owalny. Powstały one w różnych okresach holocenu, a głównie na przełomie plejstocenu i holocenu.

Rozwój jezior termokrasowych, w ogóle termokrasu wiąże się z ociepleniem klimatu i wzrostem wilgotności, a jego istota polega na wytapianiu lodów gruntowych zalegających w warstwie wiecznej zmarzliny. Wytapianie lodu gruntowego odbywać się może zarówno w skali geograficznej na dużych przestrzeniach, jak i w skali topograficznej lokalnie (J. Dylik 1970). Powstanie jezior typu łączyńsko-włodawskich było możliwe tylko



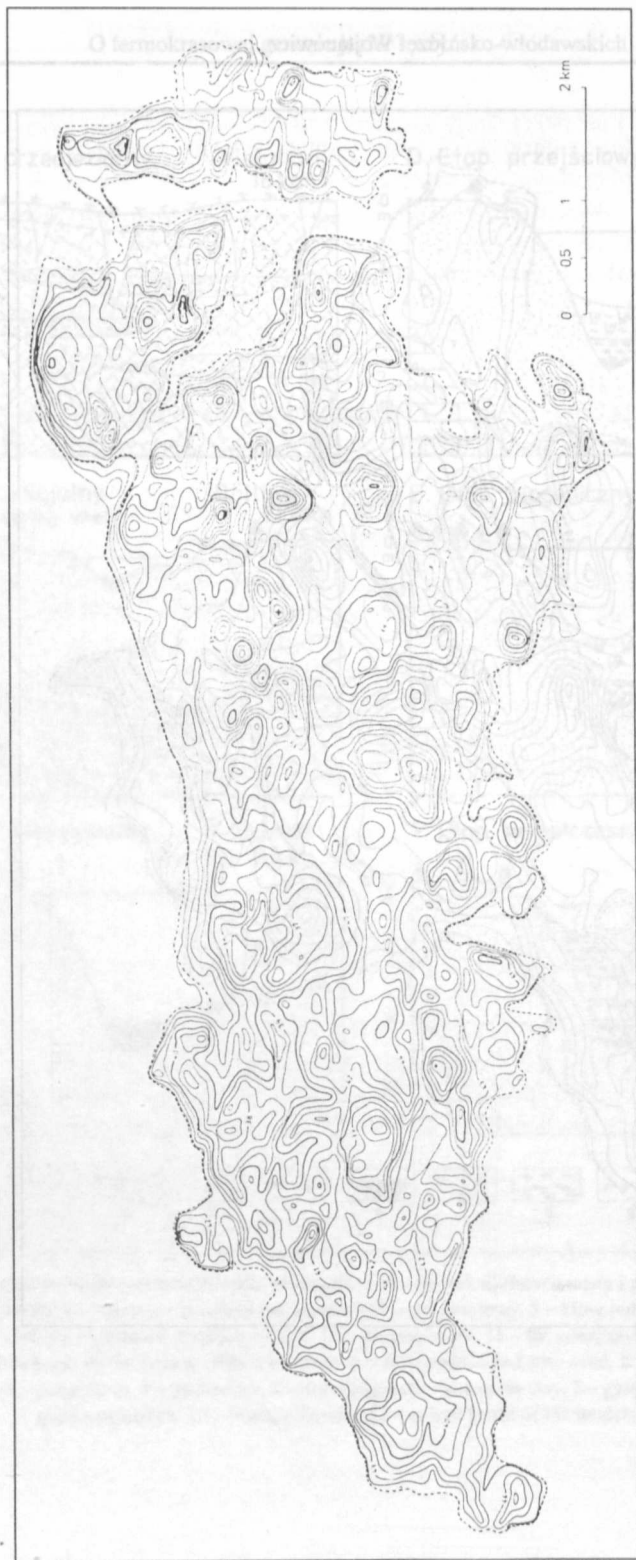
Ryc. 5. Przekrój geologiczny torfowiska Krowie Bagno (wg K. Bałagi, J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza 1981): 1 – torf turzycowy, 2 – torf trzcinowo-turzycowy, 3 – torf trzcinowy, 4 – torf mszysty, 5 – gytia detrytusowa, 6 – gytia wapienna, 7 – namul torfiasty, 8 – piasek drobnziarnisty jeziorny, 9 – kreda jeziorna, 10 – mułek ilasty, 11 – piasek ze żwirami, 12 – il marglisty, 13 – piasek różnoziarnisty, 14 – margle mastrychtu
 Geological section of Krowie Bagno moor (according to K. Bałaga, J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1981): 1 – sedge peat, 2 – reed-sedge peat, 3 – reed peat, 4 – mossy peat, 5 – detrital gyttja, 6 – limy gyttja, 7 – peaty alluvial deposit, 8 – lacustrine fine-grained sand, 9 – lacustrine chalk, 10 – clayey silt, 11 – sand with gravels, 12 – marly clay, 13 – heterograin sand, 14 – mastricht marls

przy pierwszym typie wytapiania lodów, przy zmianie warunków klimatycznych, na etapie degradacji wiecznej zmarzliny. Dodatkowo musiały istnieć pewne sprzyjające warunki lokalne. Istotnie, na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim istniały w czasie ostatniego zlodowacenia sprzyjające warunki geomorfologiczne, hydrograficzne, a nawet tektoniczne. W konsekwencji przyczyniły się do nagromadzenia dużej ilości lodów gruntowych, w formie nie tylko klinów lodowych związanych z kontrakcją termiczną w warstwie przypowierzchniowej, ale także sprzyjającej powstaniu ławic i żył lodowych międzywarstwowych lodu segregacyjnego, powstaniu lodu iniekcyjnego i dużego nasycenia lodem międzycząsteczkowym, porowym. Te sprzyjające warunki – to nizinny charakter rzeźby, jakby kotlinowate obniżenie i głębokie kopalne rynny dolinne z jednej strony, co sprzyjało gromadzeniu się dużych ilości wód podziemnych, a z drugiej strony małe spadki, słabe rozcięcie, niski dział wodny międzyrzecza i w konsekwencji niewielki drenaż, a właściwie jego brak. Ta ostatnia kwestia jest podnoszona jako warunek istnienia jezior termokrasowych na Syberii.

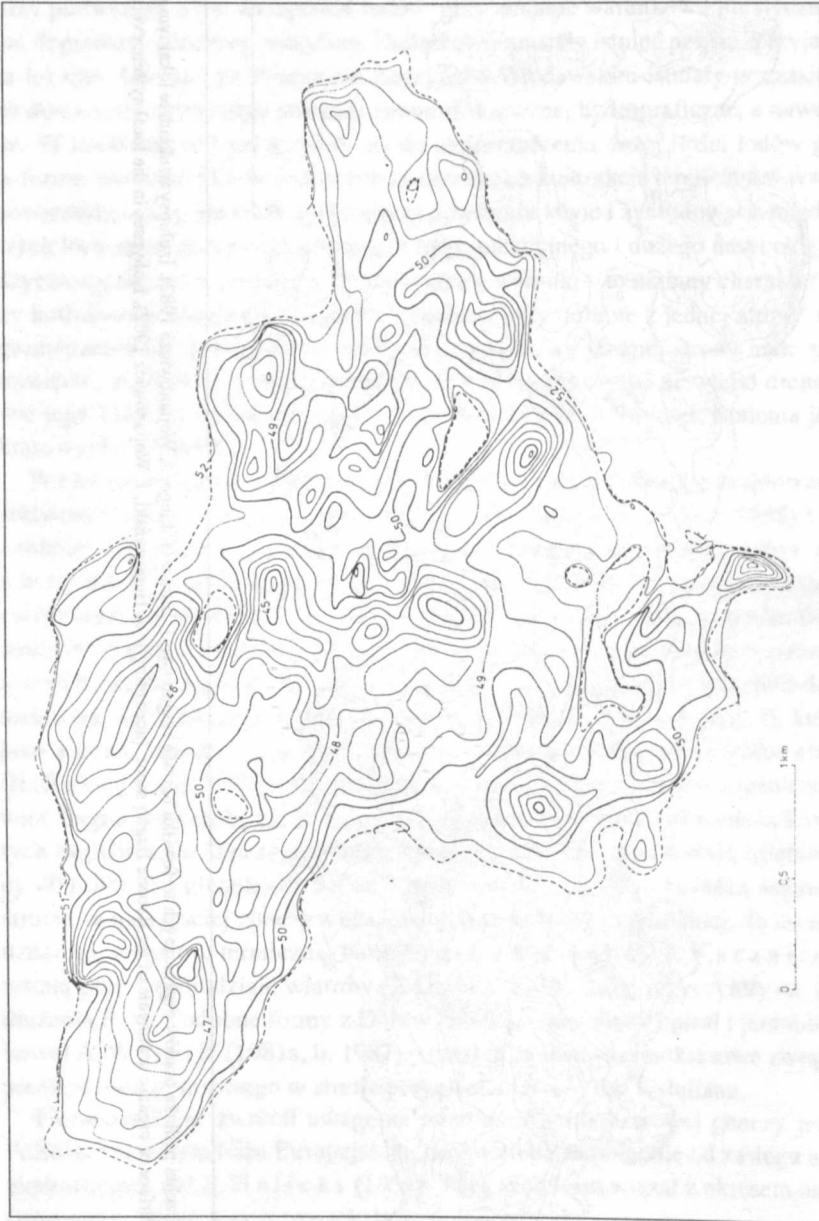
W okresie maksimum zlodowacenia Vistulian Polesie Lubelskie znajdowało się w subarktycznej stepo-tundrze z pojedynczymi drzewami (L. Starkeł 1988) i głęboką, co najmniej 100-metrową wieloletnią zmarzliną z bogatą zawartością lodów gruntowych, z licznymi na powierzchni formami typu pingo. Degradacja zmarzliny, podobnie jak na całym niżu europejskim (J. E. M o j s k i 1993) rozpoczęła się na początku Böllingu. Wytapianie się lodów gruntowych zapoczątkowało powstawanie zagłębień termokrasowych, a w nich z czasem jezior. Charakter termokrasowy mają także powierzchnie denne dużych torfowisk, np. Krowiego Bagna (ryc. 5, 6), torfowiska Bubnów (ryc. 7), które powstały jako jeziora, istniały do połowy holocenu i przeszły podobne do jezior etapy rozwoju (K. Bałaga i in. 1983). Bliższa analiza rzeźby podłoża osadów organicznych w Krowim Bagnie wykazała istnienie 111 owalnych o wydłużeniu równoleżnikowym i kolistych zagłębień, co dało zagęszczenie około 3 formy/km². Przeważają zgłębienia o średnicy 400-500 m i głębokości 3-5 m. Część lejków wykazuje wyraźną asymetrię zboczy; strome są najczęściej zbocza o ekspozycji południowej i zachodniej. Tę asymetrię należy uznać za asymetrię termiczną, bardzo typową w ąłasach (S. P. Kaczurin 1961), powstałą przy współdziałaniu wiatrów (J. Dylik 1970), które przyczyniły się także do wydłużenia form. Podobne formy z Dołów Jasielsko-Sanockich opisał i podobnie zakwalifikował A. Wójcik (1981a, b, 1987). Uznał je za formy termokrasowe związane z wytopieniem lodu gruntowego w strefie peryglacialnej schyłku Vistulianu.

Pierwszy, który zwrócił uwagę na możliwość termokrasowej genezy jezior na Niżu Polskim i na całym Niżu Europejskim, także daleko na południe od zasięgu najmłodszego zlodowacenia był B. H a l i c k i (1951). Wiek tych form wiązał z okresem ostatniego zlodowacenia. Długo teza jego czekała na potwierdzenie.

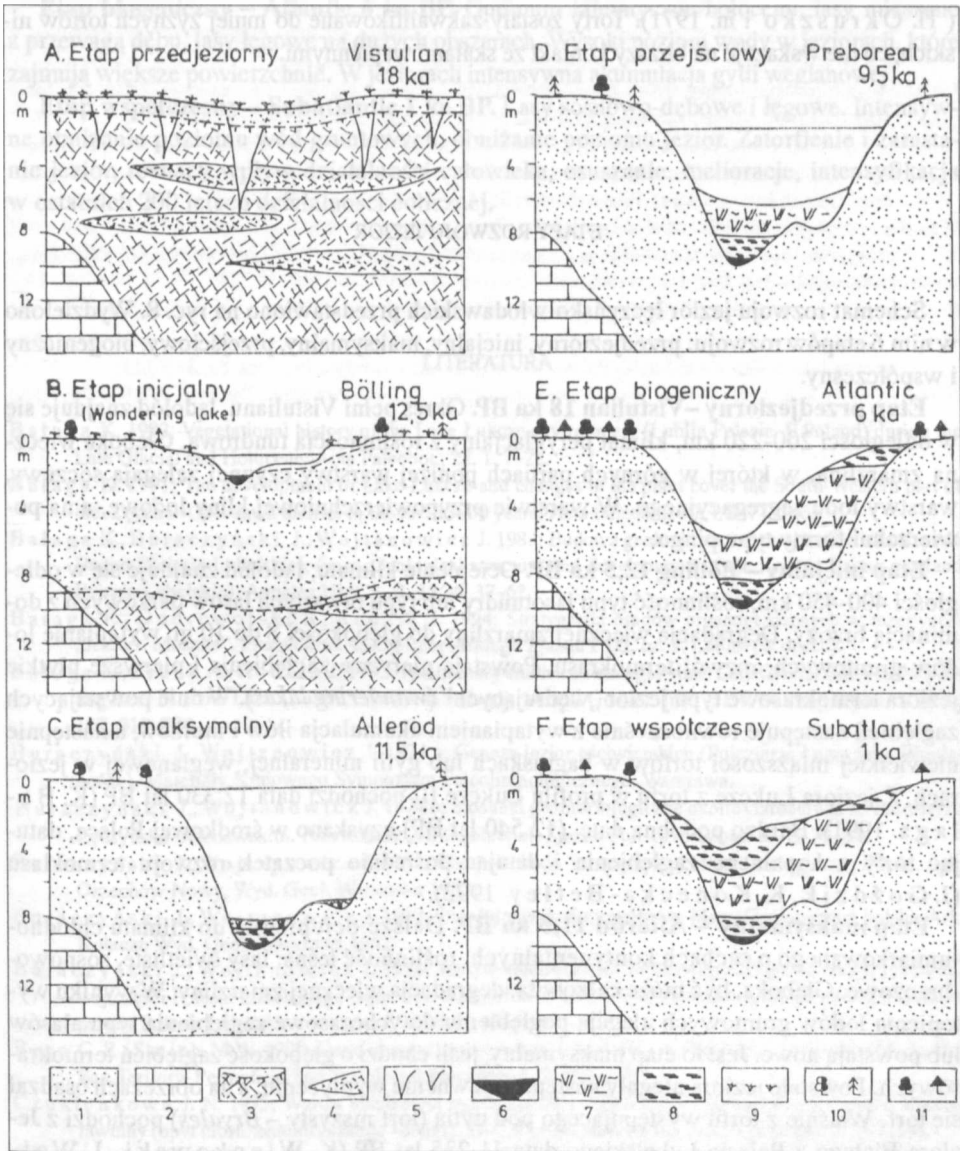
W rozważaniach nad genezą jezior łęczyńsko-włodawskich warto wreszcie podkreślić, że badania reżimu wodnego jezior, a także składu chemicznego wód nie wykazały ich typowego charakteru krasowego. Skład chemiczny torfów wokół jezior uściwierskich jest typowy dla torfowisk niskich. Zawartość wapnia wynosi 2-5% (średnio 3%), potas występuje w setnych częściach procenta, azot w granicach 2-4%, a maksymalna zawartość fosforu wynosi 0,26%



Ryc. 6. Rzeźba powierzchni podłoża osadów organicznych torfowiska Krowie Bagno (wg J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza 1982). Izobipsy w układzie lokalnym co 1 m
Relief of the bed surface of organic sediments of the Krowie Bagno moor (according to J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1982). Isohypses in the local system every 1m



Ryc. 7. Rzeźba powierzchni podłoża osadów organicznych torfowiska Bubnów (wg J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza 1982). Izobipsy w układzie lokalnym co 1 m
 Relief of the bed surface of organic sediments of the Bubnów moor (according to J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1982). Isobypses in the local system every 1m



Ryc. 8. Schemat rozwoju jezior łęczyńsko-włodawskich: 1 – piasek drobnoziarnisty i pylasty, 2 – skały węglanowe górnej kredy, 3 – wieczna zmarzlina (permafrost), 4 – lód gruntowy, 5 – kliny lodowe, 6 – il jeziorny, 7 – gytja, 8 – torf, 9 – roślinność trawiasta tundry, 10 – brzoza, sosna, 11 – las mieszany strefy umiarkowanej

Development scheme of the Łęczna-Włodawa lakes: 1 – fine-grained and silty sand, 2 – carbonaceous rocks of upper chalk, 3 – permafrost, 4 – ground ice, 5 – ice wedges, 6 – lacustrine clay, 7 – gyttja, 8 – peat, 9 – tundra grass vegetation, 10 – birch, pine-tree, 11 – mixed forest of the moderate zone

(H. Okruszko i in. 1971). Torfy zostały zakwalifikowane do mniej żyznych torfów niskich, co nie wskazuje na bliższy kontakt ze skałami wapiennymi.

ETAPY ROZWOJU JEZIOR

Schemat rozwoju jezior łączyńsko-włodawskich przedstawiono na ryc. 8. Wydzielono w nim 6 etapów rozwoju: przedjeziorny, inicjalny, maksymalny, przejściowy, biogeniczny i współczesny.

Etap przedjeziorny – Vistulian 18 ka BP. Okres pełni Vistulianu, łądolód znajduje się w odległości 200-220 km, klimat peryglacjalny z roślinnością tundrową. Głęboka wieczna zmarzlina, w której w górnych partiach poniżej warstwy czynnej zalegają soczewy, warstwy lodu segregacyjnego. W warstwie przypowierzchniowej kliny lodowe, a na powierzchni formy typu pingo.

Etap inicjalny – Bölling 12,5 ka BP. Ocieplenie klimatu, łądolód znajduje się w odległości 400-450 km, roślinność typu lasotundry lub typu otwartych lasów parkowych z dominacją brzozy. Degradacja wiecznej zmarzliny do głębokości 8 do 10 m, wytapianie lodów gruntowych, rozwój termokrasu. Powstają pierwsze zagłębienia i pierwsze płytkie jeziora termokrasowe typu jezior „wędrujących” (*wandering lakes*). W dnie powstających zagłębień następuje równocześnie z wytapianiem akumulacja iłów i mułków, a następnie niewielkiej miąższości torfów w bagniskach lub gytii mineralnej, węglanowej w jeziorach. Z jeziora Łukcze z torfu w profilu Łukcze III pochodzi data 12 330 lat BP (K. Bałaga 1991). Bardzo podobną datę (12 540 lat BP) uzyskano w środkowej Polsce, datując torfy z kopalnego zagłębienia i datując pośrednio początek rozwoju termoklasu (J. Goździk, K. Konecka-Betley 1992).

Etap maksymalny – Alleröd 11,5 ka BP. Dalsze ocieplenie, do klimatu chłodno-umiarkowanego o cechach kontynentalnych, roślinność leśna: lasy świetliste, sosnowo-brzozowe. Głęboka, być może całkowita, degradacja wiecznej zmarzliny. W wyniku wytopienia lodów gruntowych ulegają pogłębieniu dotychczasowe zagłębienia typu łąsów lub powstają nowe. Jest to etap maksymalny, jeśli chodzi o głębokość zagłębień termokrasowych. Powstałe jeziora ulegały następnie pewnemu wypłyceciu, a na obrzeżach osadzały się torf. Właśnie z torfu występującego pod gytią (torf mszysty – *Bryales*) pochodzi z Jeziora Białego z Polesia Lubelskiego data 11 235 lat BP (K. Więckowski, J. Wojciechowski 1971). Pod koniec Allerödu następuje wyraźne pogłębienie jezior. Miąższość osadów dennych jezior, łącznie mineralnych i organicznych, z etapów późnoglacjalnych jest niewielka, poniżej 2 m, co jest regułą w Europie (J. E. Mojski 1993).

Etap przejściowy – Preboreal 9,5 ka BP. W warunkach chłodnego umiarkowanego i względnie suchego klimatu mało zwarte lasy sosnowo-brzozowe. Obniżenie poziomu wód gruntowych i dość znaczne obniżenie poziomu jezior, w których odbywa się akumulacja gytii.

Etap biogeniczny – Atlantic 6 ka BP. Optimum klimatyczne holocenu, lasy mieszane z przewagą dębu, lasy łąkowe na dużych obszarach. Wysoki poziom wody w jeziorach, które zajmują większe powierzchnie. W jeziorach intensywna akumulacja gytyi węglanowej.

Etap współczesny – Subatlantic 1 ka BP. Lasy sosnowo-dębowe i łąkowe. Intensywne obniżanie poziomu wód gruntowych, obniżanie poziomu jezior. Zatorfienie i zarastanie jezior, rosnący wpływ działalności człowieka, osuszanie, melioracje, intensyfikacja w ostatnich 200 latach działalności eolicznej.

LITERATURA

- Bałağa K. 1982; Vegetational history of the Lake Łukcze environment (Lublin Polesie, E Poland) during the Late Glacial and Holocene. *Acta Paleobot.*, 22, 1, 7–22.
- Bałağa K. 1991; The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover the South-Western part of the Łęczna–Włodawa district in the last 13000 years. *Acta Paleobot.* 30, 1/2; 77–146.
- Bałağa K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983; Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie), (sum. Geological structure and development of the Krowie Bagno peatland Polesie Lubelskie), *Annales UMCS, B*, 35/36, 37–62.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1994; Stratygrafia osadów organogenicznych w rezerwacie „Jezioro Moszne”. *Przewodnik 43 Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, cz. 2, Lublin (w druku).
- Bałağa K., Pidek A., Rodzik J. 1992; Preliminary studies on changes since Late Glacial times at the peat bog near Moszne Lake (Lublin Polesie, E Poland). *Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung Rübel, Zürich*, 107, 319–330.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974 a; Geneza jezior uściwierskich (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie). *Materiały Krajowego Sympozjum Paleolimnologicznego*, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974 b; Stosunki geomorfologiczne okolic Garbatówki na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. *Przewodnik XII Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr. cz. II*, 79–84.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981; *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*; Ark. Orzechów Nowy, Wyd. Geol. Warszawa 1982.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982; *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*; Ark. Kołacze Wyd. Geol. Warszawa 1982.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983; Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego (sum. The effect of the Middle Polish Glaciation on the relief of southern part of Polesie Lubelskie). *Annales UMCS, B*, 25/26, 63–97.
- Burn C. R., Smith M.W. 1990; Development of thermokars lake during the holocene at sites near Mayo, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 2, 161–176.
- Czuklenkova J. N. 1975; Wzrost lednikowej morfoskulptury zapadnych i jugo-zapadnych rajonów Russkiej równiny (opyt morfotektoniczeskogo analiza). *Biul. Komisji poiznaczeniu czetw. perioda*, 43, 183–188.
- Długosz J. 1455–1480, *Annales seu Cronicae incliti Regni Poloniae*. Rękopis. *Roczniki czyli Kroniki sławnego Królestwa Polskiego*. Ks. I, II; Chorografia, 81–163, PWN, Warszawa 1961.
- Dylik J. 1970; Kras termiczny, jego istota i kierunki rozwoju. *ŁTN, Sprawozd*, 24, 7, 1970, 14p.
- Goździk J., Konecka-Betley K. 1992; Późnovistuliańskie twory węglanowe w zagłębieniu bezodpornym w rejonie Kopalni Belchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia (sum. Late Vistulian carbonateous formation in outflow-closed depression of the Belchatów Brown Coal Strip Mine. Part I. Genesis and Stratigraphy). *Roczniki Gleboznawcze*, 43, 3/4, 103–112.
- Halicki B. 1951; Rola lodu gruntowego w kształtowaniu się plejstocenijskich form perylacjalnych (The role of ground-ice in shaping Pleistocene perglacial forms). *Acta Geol. Polon.*, 2/4, 616–618.
- Kaczurin S. P. 1961; *Termokarst na terytorii SSSR*. Moskwa, 291 p.

- Komlew A. A., Timotiejew W. M., Koszik J. A., Gorbaczewski A. K., Jarmizin O. D. 1982; K woprosu o genezie oziernych kottowin Wołyńskiego Polesia. Fiziczeskaja geografia i geomorfologija. Kijew, 28, 107–114.
- Lencewicz S. 1931; Międzyrzecze Bugu i Prypeci (res. Les eaux courantes et les lacs entre le Bug et la haute Prypeć). Przegł. Geogr. Warszawa 11, 1–72.
- Maruszczyk H. 1966a; Zjawiska krasowe w skalach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu. Typ krasu kredy piszącej (res. Phenomenes karstiques dans les roches du cretace superieur entre la Vistule et le Bug. Type de karst crayeux). Przegł. Geogr., 38, 3, 339–370.
- Maruszczyk H. 1966b; Zagadnienie genezy i wieku jezior łączyńsko-włodawskich (sum. The problem of the genesis and age of the lakes between Łęczna and Włodawa, Eastern Poland). Folia Soc.Sci Lublinensis, D: Geografia, 5/6, 31–37.
- Mojski J. E. 1993; Europa w plejstocenie – ewolucja środowiska przyrodniczego. PAE, Warszawa; 333 p.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1977; Plejstocenijskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim (sum. Pleistocene lake sediments in Lublin Polesie Region). Studia Geologica Polonica, 52, 315–323.
- Nakonieczny S. 1965; Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno (sum. The karst relief of Dubeczno peat substratum). Annales UMCS, B, 18, 141–154.
- Okruszko H., Churski T., Karpińska J. 1971; Torfowiska i gyttywiska w rejonie krasowych jezior grupy Uściwierza na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (sum. Peat and gyttja bogs in the region of karst lake system of Uściwierz Łęczyńsko-Włodawskie Lakeland). Zeszyty Probl. Postępów Nauk Roln., 107, 121–165.
- Pawłowski S. 1930; Zjawiska krasowe (Les phenomenes karstiques en Polesie). Czasop. Geogr., 8, 3, 172–174.
- Roztworowski J. 1882; Jeziora łączyńsko-włodawskie (Le groupe des lacs situes entre Łęczna et Włodawa). Pamiętnik Fizjograficzny, Warszawa, 2, 76–78.
- Rühle E. 1935; Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego (zsf. Die Karstseen im westlichen Teile des Wolhynischen Polesie). Rocznik Wołyński, Równie, 4, 210–241.
- Rühle E. 1961; Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtaż (sum. Dynamic processes in lacustrine basins and the charakter of their sediments illustrated by the Świtaż lake). Biul. IG 169; Z badań czwart. w Polsce, 10, 255–302.
- Sawicki L. 1918; Lubartower Seen, Bull. Intern de l'Ac. de Scide Cr., 1–3; 17–28.
- Starkel L. 1988; Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. Geografia Polonica 55, 151–163.
- Suchodrowski W. L. 1979; Ekzogonnoje reliefobrazowanie w kriolitozonie. Moskwa, 280 p.
- Timofiejew W. M., Koszik J. A., Czmychał W. N., Gusięwa L. W. 1983; O roli endogennego fatora w obrazowaniu bolot Ukraińskiego Polesia (na przykładzie Zytomierskiego i Wołyńskiego Polesia). Fiziczeskaja Geografia i Geomorfologia, 29, 113–119.
- Tutkowski P. 1911; Karstowija jawlenia i samobitnyje artieżjanskije kluczi w Wołyńskiej guberni. Trudy Obszcz. Izsled. Wołyń, t. 3, cz. 1 i 2.
- Uwarkin J. T. 1973; K istorii rozwitija termokarstowych obrazowanii a arkticzeskoj tundre Zapadnoj Sibirii (On history development of thermokarst tundra of West Siberia). Paleokriologija w czetwierticznój stratiigrafii i paleogeografii, Moskwa, 60–65.
- Więckowski K., Wojciechowski J. 1971; Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich (sum. Variations in the limnological charakter of lakes in the Sosnowica district). Wiadomości Ekologiczne, 17, 3, 239–247.
- Wilgat T. 1954; Jeziora łączyńsko-włodawskie (sum. Lakes between Łęczna and Włodawa). Annales UMCS, B, 8, Lublin, 37–121.
- Wilgat T. 1950; Kras okolic Cycowa (sum. Karst in the surroundings of Cyców). Annales UMCS, B, 4, 229–256.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K. H. 1991; Jeziora łączyńsko-włodawskie (sum. The Łęczna-Włodawa Lakes). Studia Ośrodka Dokum. Fizjogr. 19, Wrocław-Warszawa-Kraków, 23–140.
- Wojtanowicz J. 1984; Jezioro Głębokie – budowa geologiczna, rzeźba i geneza. Przew. Ogólnop. Zjazdu PTG Lublin cz. 2, wycieczki naukowe, 42–45.

- Wojtanowicz J. 1993; O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich. II Zjazd Geomorfologów. Polskich; Streszczenie referatów i przewodnik wycieczkowy, Łądek Zdrój, 33–34.
- Wołosowicz S. 1992; Z morfologii środkowego Nadbuża, Warszawa, 20 s.
- Wójcik A. 1981a; Formy peryglacialne w rejonie Dołów Jasielsko-Sanockich. Kwart. Geol., 25/4, 814–815.
- Wójcik A. 1981b; Wiek i geneza kredy jeziornej oraz osadów organicznych w rejonie Roztok k. Jasła. Kwart. Geol., 25,4, 820–821.
- Wójcik A. 1987; Late Glacial lacustrine sediments from Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression). Acta Paleobot., 27, 1, 27–41.
- Wozniaczuk L. N. 1973; K stratigrafii i paleogeografii neoplejstocena Białorusi i smieźnych terytori. Problemy paleogeografii Białorusi, Mińsk; 45–75.
- Zakrewski D. W. 1985; O chemicznym składzie treszczyno-karstowych wód meliorirujemych terytorii Wołyńskiego Polesia. Fizyčeskaja Geografija i Geomorfologija, Kijew, 32, 92–97.

SUMMARY

The Łęczna-Włodawa lakes were described for the first time by J. Długosz in his „Chorography” as lakes of the Lublin and Chelm region. The author gave their location, length and width, sometimes their shape and water supply.

L. Sawicki (1918) and S. Wołosowicz (1922) were the first to write about the genesis of these lakes and who recognized them as a form of Pleistocene ice-dam lakes. T. Wilgat (1954), the author of a monograph on the Łęczna-Włodawa lakes – in reference to the studies of S. Lencewicz (1931) and E. Rühle (1935) in Polesie Wołyńskie – assumed karst genesis of lakes and this opinion was accepted (H. Maruszczak 1966) and generally recognized. In the half of the 70's he was questioned on the basis of charting a Detailed Geological Map of Poland by J. Buraczyński and J. Wojtanowicz (1974), advancing later melt-out – thermokarst conception (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1983). It appeared, firstly, that the lakes are not directly related to cretaceous bed and occur in a deep cover of Quaternary formations. In the relief of the cretaceous bed no forms imitating lake basins were found, which might indicate reproduced karst, as was recently suggested by T. Wilgat (T. Wilgat et al. 1992). Secondly, the water regime of the lakes as well as the chemical composition do not account for the character of karst waters. Thirdly, palinological studies and datings of the deposits in the lakes showed that they were formed almost at the same time in the period of closing vistulian, at the time of 13-11 ka BP. They were formed neither earlier or later, thus their formation was determined by other factors than karst ones.

The only process which might be responsible for the formation of the Łęczna-Włodawa lakes occurring 200 km south from the maximal range of vistulian glaciation was thermokarst. In the period of maximal vistulian glaciation, Polesie Lubelskie, in which the lakes occur, was subarctic steppe-tundra with single trees (L. Starkel 1988) and with a deep (at least 100 m) perennial permafrost. In Bölling, when lakes started to develop (K. Bałaga 1982, K. Bałaga et al. 1983), Polesie was still in the periglacial zone, at a distance of about 450 km from the continental glacier, in the forest-tundra zone. Perpetual permafrost started to degrade, which was the beginning of thermokarst development.

In Polesie must have existed special, extraclimatic conditions favourable for development of thermokarst as big thermokarst lakes of alás type were formed. A number of favourable conditions: geomorphological, hydrographic, and even tectonic can be pointed out, which contributed to accumulation of large amounts of ground ice – not only in the form of wedges, ice veins associated with thermal contraction in the subsurface layer but probably also of interlayer ice lenses and big interpartical, porous ice saturation.

The area studied is a lowland, a depression between latitudinal elevations, the Uhrusk Elevation from the south and the Włodawa Elevation from the north. Two deep fossil valley channels are here, both meridional ones from the old Pleistocene Eopleistocene river network and latitudinal extraglacial ones and others. They favoured accumulation of large quantities of underground waters in them. The largest Łęczna-Włodawa lakes were formed along the line of these deep valleys, in the zone of the Bug-Wieprz watershed, i.e., where a small water drainage occurs. It should be also added that the Polesie area undergoes differentiated block tectonical movements which

are of lowering character in Polesie Wołyńskie, negatively active till now since Middlepolish glaciation (A. A. Komlev et al. 1982, V. M. Timotiejew et al. 1983).

Thus, in Polesie Lubelskie, and probably in whole Polesie, thermokarst-alases and not karst lakes (as previously accepted) exist, which would be compatible with the opinion of L. N. Woznaczk (1973). Are these the only alás lakes in Poland? At any rate they are the largest group, and taking Polesie as a whole, they are the southernmost belt of lakes of this type in Europe.

The development scheme of the Łączna-Włodawa lakes was elaborated (Fig. 8). In it six development stages (A-F) were distinguished: A. Pre-limnic stage (Vistulian 18 ka BP), B. Initial stage (Bölling 12.5 ka BP), C. Maximum stage (Alleröd 11.5 ka BP), D. Transitional stage (Preboreal 9.5 ka BP), E. Biogenic stage (Atlantic 6 ka BP), F. Recent stage (Subatlantic 1 ka BP).