

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN—POLONIA

VOL. XXXIX, 6

SECTIO B

1984

Rzeczoznawcza Stacja Naukowa i Zakład Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi
UMCS w Lublinie

Jan BURACZYŃSKI, Jerzy BUTRYM,
Józef WOJTANOWICZ

**Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Mariance
na Garbie Włodawskim**

Датировка ископаемого ледникового озера в с. Марьянка на Влодавском горбе

Dating of the Fossil Glacial Lake in Marianka on the Włodawa Range

WSTĘP

Nie tylko ostatnie vistuliańskie zlodowacenie, ale także starsze zlodowacenia położyły na obszarze Polski krajobraz pojezierny. Pogląd ten, jako pierwszy w Polsce, w pełnej formie przedstawił Halicki (1953). Jeziora ze starszych zlodowaceń nie przetrwały jednak do naszych czasów, „[...] nie przetrwały dłużej niż przez okres jednego interglacjału” (Różycki 1968).

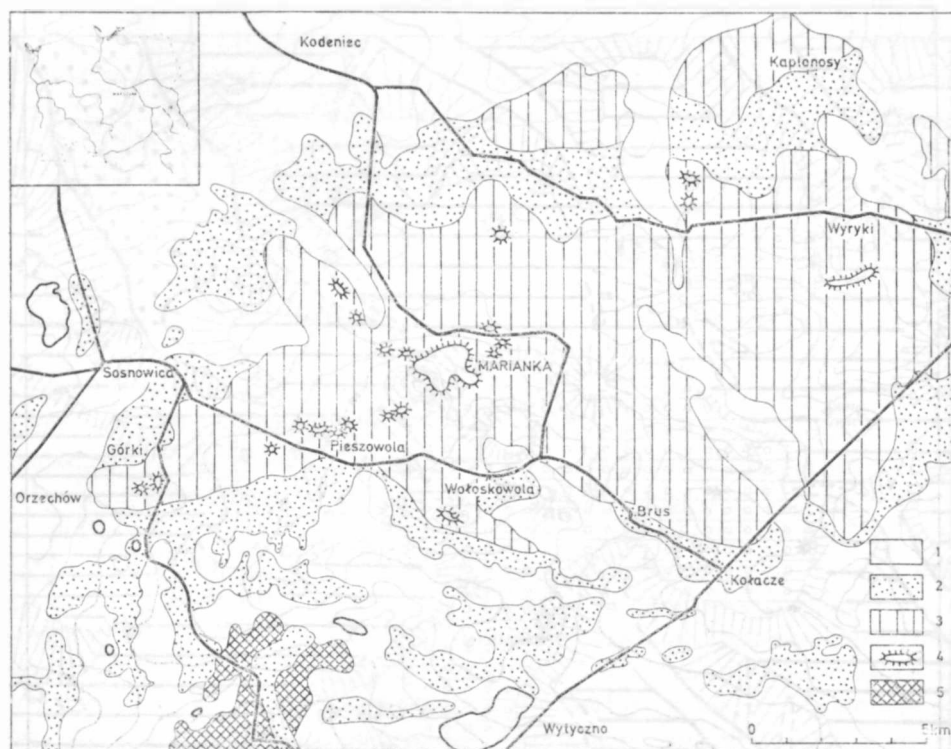
Świadectwem istnienia starszych plejstocенskich pojezierzy są licznie występujące kopalne osady jeziorne. Halicki (1953) dla wykrywania dawnych jezior glacialnych zaproponował metodę geomorfologiczną. Śladem takich jezior, które istniały w następującym po danym zlodowaceniu interglacjale, miały być widoczne jeszcze we współczesnej powierzchni topograficznej zagłębienia. Możliwość zastosowania omawianej metody, zgodnie z oceną autora propozycji, ogranicza się w zasadzie do rekonstrukcji pojezierza związanego ze zlodowaceniem środkowopolskim; wykrycie natomiast starszych jezior jest już prawie niemożliwe. Kalniet (1955), stosując metodę B. Halickiego, skonstruowała mapę stanowisk interglacialnych dla obszaru Polski pomiędzy zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego. Autorka zaznaczyła 604 takich stanowisk — kopalnych jezior z okresu ostatniego interglacjału. Zakładając nawet, że wszystkie te jeziora miały pierwotnie genezę glacialną,

stanowią one zapewne niewielki procent rzeczywistej ilości jezior tego typu, pozostałych po zlodowaceniu środkowopolskim. Przede wszystkim brak na mapie Kalniet (1955) jezior w dość szerokiej strefie południowej, przylegającej do linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Powstaje problem, jak szeroka jest to strefa, w której jeziora glacialne nie dotrwały lub dotrwały sporadycznie do interglacjału eemskiego. Różycki (1968) ocenia ją na 30—50 km. Uwzględniając fakt, że granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Polskiznaczona była zarówno na mapie Kalniet (1955), jak i Różyckiego (1968) znacznie bardziej na północ od obecnie przyjmowanej (Buraczyński, Wojtanowicz 1980/81), szerokość tej strefy mogła być większa. Jest to strefa marginalna w szerokim sensie, tzn. może występować w niej kilka rozdzielonych przestrzennie faz oscylacyjnych. Występują także zachowane do dzisiaj duże formy akumulacji glacialnej. Była to i jest lokalnie do dzisiaj strefa względnie dużych deniwelacji. W tych warunkach, jeszcze w czasie trwania glaciału, nastąpił drenaż większości jezior, a nawet całkowite zerodowanie ich osadów.

Nie ulega wątpliwości, na co zwraca uwagę Różycki (1968), że pojezierza sięgały do granic zlodowacenia, a było to w czasie bezpośrednio po każdej deglacjacji. Niewątpliwie różny był czas funkcjonowania jezior. Zależało to od wielkości pierwotnej jeziora, co wiąże się z jego genezą, od położenia hipsometrycznego i geomorfologicznego, od wielkości zlewni, typu hydrologicznego, od budowy geologicznej podłoża i innych. Ogólnie jednak możemy powiedzieć, że jeziora większe powierzchniowo i głębokie, położone w kotlinach bezodpływowych przetrwały dłużej. Jeziora małe i płytkie położone wyżej hipsometrycznie w strefie wałów czołowomorenowych trwały stosunkowo krótko. Jak długo one trwały? Odpowiedzi na to pytanie szukają autorzy niniejszej pracy.

POŁOŻENIE I SYTUACJA GEOMORFOLOGICZNA

Obiekt naszych badań — profil Marianka, w którym metodami geologicznymi dokumentujemy ślady jeziora glacialnego — znajduje się w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Położony jest (ryc. 1) na Polesiu Lubelskim, na Garbie Włodawskim, który tworzy jedną z kilku faz oscylacyjnych, tak zwaną fazę włodawską, jakie wydziela się we wschodniej Polsce. Na południe od niej występują starsze fazy: uhruska, łęczyńsko-kowelska i faza maksymalnego zasięgu przebiegająca na linii Piaski—Rejowiec—Hrubieszów (Buraczyński, Wojtanowicz 1980/81). Od linii maksymalnego zasięgu profil oddalony jest około 50 km na północ.

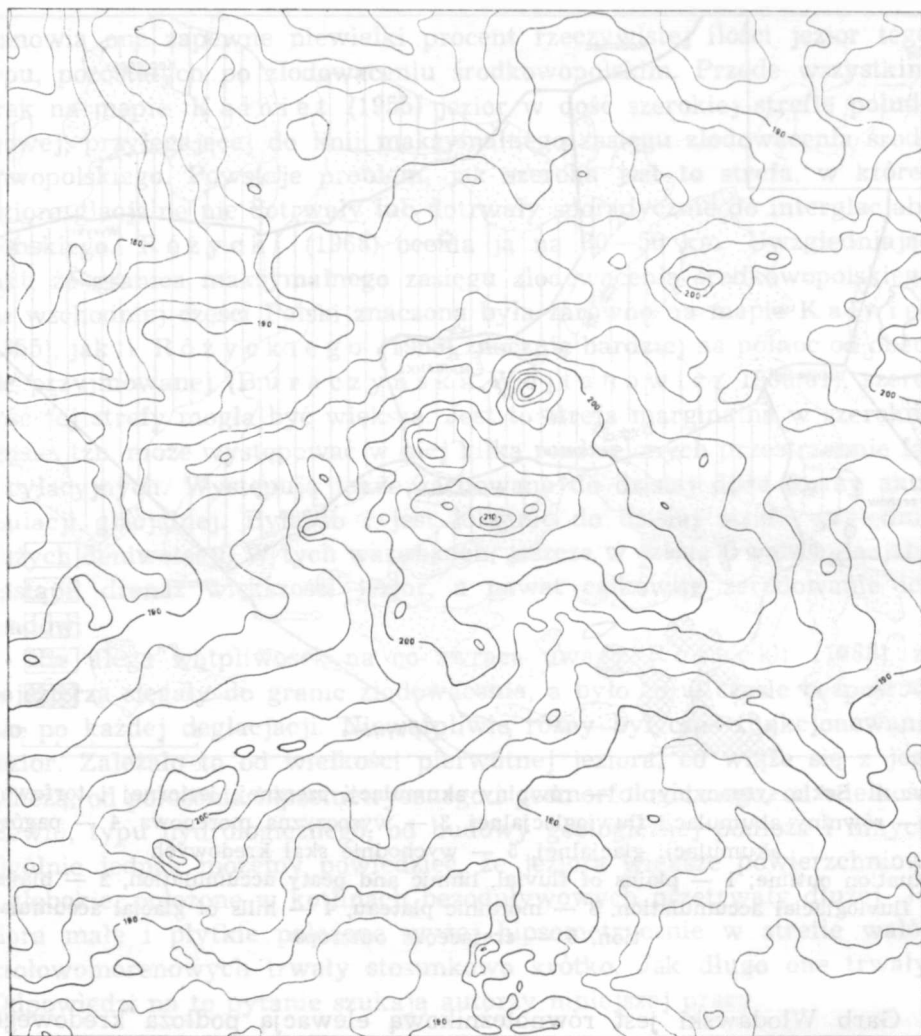


Ryc. 1. Szkic sytuacyjny; 1 — równiny akumulacji rzecznej, jeziornej i torfowej, 2 — równiny akumulacji fluwioglacjalnej, 3 — wysoczyzna morenowa, 4 — pagóry akumulacji glacialnej, 5 — wychodnie skał kredowych

Situation outline; 1 — plains of fluvial, limnic and peaty accumulation, 2 — plains of fluvioglacial accumulation, 3 — morainic plateau, 4 — hills of glacial accumulation, 5 — cretaceous outcrops

Garb Włodawski jest równoleżnikową elewacją podłoża kredowego o urozmaiconej rzeźbie. Na skałach kredowych lokalnie występują utwory trzeciorzędowe, głównie piaski oligoceńskie, glaukonitowe z ławicami zlepieńców piaszczystych o maksymalnej miąższości 40,3 m (Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Bezpośrednio na kredzie lub na trzeciorzędzie leży pokrywa czwartorzędowa, zbudowana głównie z utworów zlodowacenia środkowopolskiego — glin zwałowych i piasków wodnolodowcowych. Często są to utwory zaburzone glacygenicznymi (Mojski, Trembaczowski 1975; Buraczyński, Wojtanowicz 1980, 1980/81).

Pod względem stosunków hipsometrycznych i rzeźby Garb Włodawski podzielić można na część wschodnią i zachodnią. Część wschodnia jest niższa i mniej urozmaicona; jest to równina moreny dennej. Charakte-

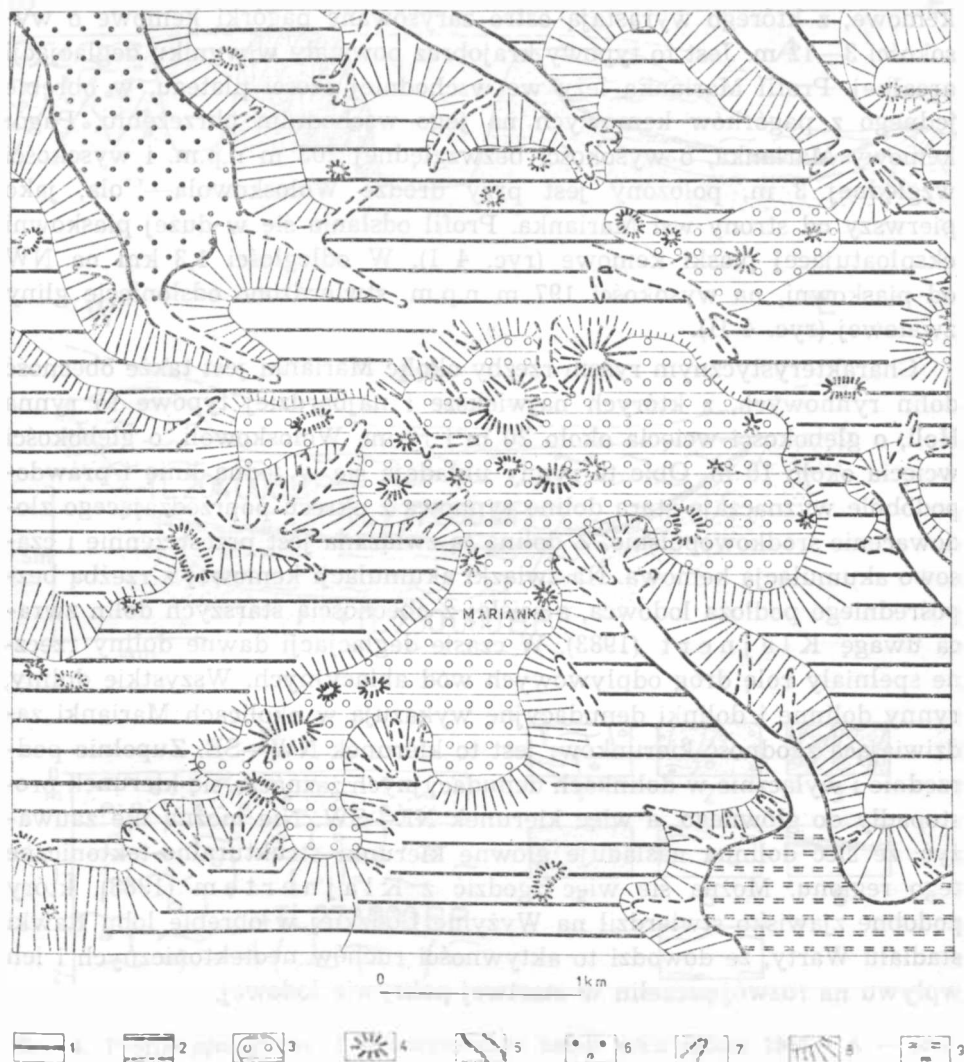


Ryc. 2. Hipsometria okolic Marianki

Contour line of the surface in metres a.s.l. of Marianka neighbourhood

rystyczną jej cechą są rynny przecinające cały wał i mające kierunek NW—SE. Mojski i Trembaczowski (1975) wydzielili rynnę Adampola (wschodnią) i rynnę Lubienia (zachodnią). Część zachodnia wału jest wyższa i o wiele bardziej morfologicznie urozmaicona. Występują tu w dwu poziomach wysoczyzny morenowe, z których wyrastają pagórki kemowe i pagórki moreny czołowej (Buraczyński, Wojtanowicz 1980/81).

Profil Marianka (200 m n.p.m.) leży w części zachodniej Garbu Włodawskiego, w partii najwyższej (200—210 m n.p.m.), z najwyższym punk-



Ryc. 3. Rzeźba okolic Marianki; 1 — równina morenowa wyższa, 2 — równina morenowa niższa, 3 — plateau kemowe, 4 — pagórki kemowe i ostańce denudacyjne, 5 — rynny odpływu wód lodowcowych, 6 — równina sandrowa, 7 — dolinki denudacyjne, 8 — stoki, 9 — równina torfowa

Relief of Marianka region; 1 — higher plain of a moraine plateau, 2 — lower plain of moraine plateau, 3 — kame plateau, 4 — kame hills and denudation outcrops, 5 — channels of glacial water ebb, 6 — sandurs plain, 7 — denudation valleys, 8 — slopes, 9 — peaty plain

tem Garbu Włodawskiego (211,6 m n.p.m.), stanowiącym kulminację kemu, a znajdującym się o 1,2 km na N od profilu Marianka (ryc. 2). W rzeźbie okolic Marianki (ryc. 3) zwraca uwagę duże plateau (stoliwo)

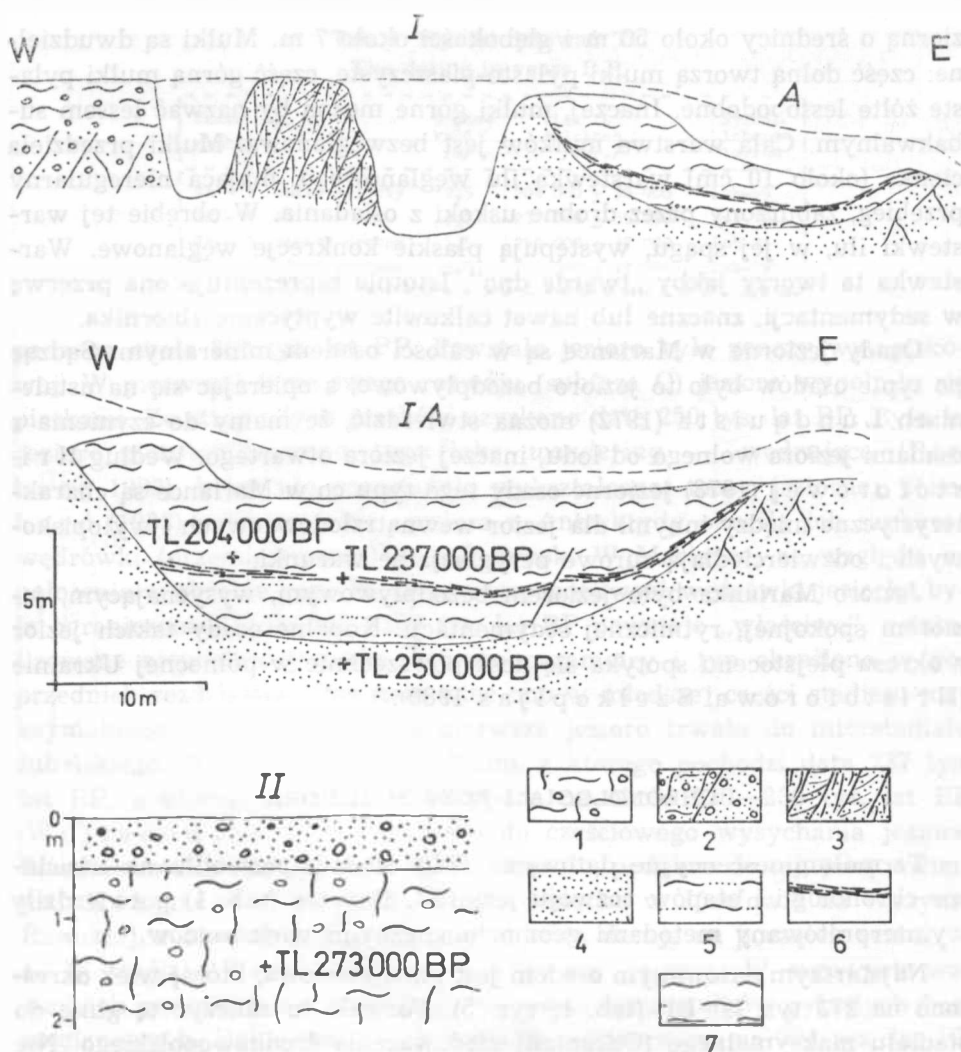
kemowe, z którego wyrastają ostro zarysowane pagórki kemowe o wysokości 3—12 m. Jest to typowy krajobraz powstały w wyniku deglacjacji arealnej. Profil Marianka leży we wschodniej części plateau, w obrębie jednego z pagórków kemowych na jego wschodnim obrzeżeniu. Pagórki kemowe Marianka, o wysokości bezwzględnej 203 m n.p.m. i wysokości względnej 3 m, położony jest przy drodze Wołoskowola—Iola, jako pierwszy od strony wsi Marianka. Profil odłania się w dużej piaskowni eksploatującej piaski kemowe (ryc. 4 I). W odległości 1,3 km na NW od piaskowni, na wysokości 197 m n.p.m. stwierdzono odłonięcie gliny zwałowej (ryc. 4 II).

Charakterystycznym rysem rzeźby okolic Marianki jest także obecność dolin rynnowych, z których największe i najbardziej typowe to rynna Holi, o głębokości wcięcia około 20 m i rynna Wołoskowoli, o głębokości wcięcia około 10 m. Obie te rynny układają się w jedną linię i prawdopodobnie wyznaczają starą dolinę rynnową z okresu poprzedzającego zlodowacenie środkowopolskie. Z doliną tą związana jest przestrzennie i czasowo akumulacja kemowa. Na związki akumulacji kemowej z rzeźbą bezpośredniego podłoża lodowca, a ściślej z obecnością starszych dolin zwraca uwagę Kłajnert (1983). W czasie deglacjacji dawne doliny rzeczne spełniały rolę dróg odpływowych wód ablacyjnych. Wszystkie doliny, rynny dolinne i dolinki denudacyjne wykazują w okolicach Marianki zaskakującą zgodność kierunków: jest to kierunek NW—SE. Zupełnie podrzędnie i wyłącznie w dolinkach denudacyjnych zaznacza się kierunek prostopadły do głównego, a więc kierunek NE—SW. Nie można nie zauważyć, że sieć dolinna naśladuje główne kierunki strukturalno-tektoniczne tego regionu. Można się więc zgodzić z Kłajnertem (1983), który podobne zjawisko stwierdził na Wyżynie Łódzkiej w obrębie lobu Rawki stadiału Warty, że dowodzi to aktywności ruchów neotektonicznych i ich wpływu na rozwój szczelin w martwej pokrywie lodowej.

FORMA ZALEGANIA, WYKSZTAŁCENIE I TYP OSADÓW JEZIERNYCH

Osady jeziorne zalegają w stropie osadów kemowych, wykształconych jako piaski lodowcowe i wodnolodowcowe ze żwirami i głazami. Stratygraficznie osady wodnolodowcowe zalegają na glinie zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego (ryc. 4).

Seria jeziorna rozpoczyna się osadami piaszczystymi. Są to piaski drobno- i średnioziarniste przechodzące w piaski drobnoziarniste w stropie. Utwory te w swej istocie mają złożoną, wytopiskowo-jeziorną genezę. Właściwe osady jeziorne reprezentowane są przez mulki o słabo zaznaczonym laminowaniu. Wypełniają one dobrze czytelną kopalną misę je-



Ryc. 4. Profile geologiczne: I — odkrywka w kemie szkic ogólny 1980, I A — przekrój przez kopalne jezioro, II — odkrywka z gliną zwałową, 1980; 1 — glina zwałowa, 2 — piaski lodowcowe ze żwirami i głazami, 3 — piaski wodnolodowcowe zaburzone, 4 — piaski drobno i średnioziarniste limniczne, 5 — mułki pylasto-piaszczyste, 6 — ił zbity węglanowy, 7 — mułki pylaste lessopodobne

Geological profiles: I — exposition at the kame, general outline, 1980, I A — section of the fossil lake, II — exposition with till, 1980; 1 — till, 2 — glacial sands with gravels and erratic blocks, 3 — fluvioglacial sands, 4 — fine and medium grained limnic sands, 5 — sandy silts, 6 — carbonated consolidated clay, 7 — sandy silts, loess-like

ziorną o średnicy około 50 m i głębokości około 7 m. Mułki są dwudzielne: część dolną tworzą mułki pylasto-piaszczyste, część górną mułki pylaste żółte lessopodobne. Inaczej, mułki górne można by nazwać lessem subakwalnym. Cała warstwa mułków jest bezwęglanowa. Mułki przedziela cienka (około 10 cm) warstewka iłu węglanowego, mająca nieregularny przebieg, zaburzony przez drobne uskoki z osiadania. W obrębie tej warstewki iłu, w jej spągu, występują płaskie konkrecje węglanowe. Warstewka ta tworzy jakby „twarde dno”. Istotnie reprezentuje ona przerwę w sedymentacji, znaczne lub nawet całkowite wypłylenie zbiornika.

Osady jeziorne w Mariance są w całości osadem mineralnym. Sądząc po typie osadów było to jezioro bezodpływowe, a opierając się na ustaleniach *Lundquista* (1972) można stwierdzić, że mamy do czynienia z osadami jeziora wolnego od lodu, inaczej jeziora otwartego. Według *Hristoforowej* (1978) jeziorne osady tego typu co w Mariance są charakterystyczne między innymi dla jezior wewnątrzłodowcowych i wytopiskowych i odzwierciedlają surowe peryglacjalne warunki.

Jezioro Mariana było jeziorem bezodpływowym, wysychającym, jeziorem spokojnej, rytmicznej sedymentacji. Kopalne osady takich jezior z okresu plejstocenu spotyka się dość powszechnie w północnej Ukrainie (*Hristoforowa, Szełkopljas* 1980).

CHRONOLOGIA I ROZWÓJ JEZIORA

Termoluminescencyjne datowanie (TL) osadów pozwoliło na uściślenie chronologii i etapów rozwoju jeziora*. Daty te (tab. 1) potwierdziły wyinterpretowany metodami geomorfologicznymi wiek osadów.

Najstarszym datowanym osadem jest glina zwałowa, której wiek określono na 273 tys. lat BP (tab. 1, ryc. 5). Pozwala to zaliczyć tę glinę do stadiału maksymalnego (Odranian) zlodowacenia środkowopolskiego. Nie jest to jednak glina z fazy maksymalnego zasięgu, ale z recesyjnej fazy włodawskiej, w obrębie której profil się znajduje. Tak więc, wiek gliny zwałowej określa nam wiek fazy włodawskiej zlodowacenia środkowopolskiego. Jest to jednocześnie początek deglacjacji lądolodu związanego z tą fazą (subfaza A). Na glinie zwałowej zalegają piaski wodnolodowcowe ze żwirami (subfaza B).

Jezioro powstało raczej pod koniec procesu deglacjacji, na uformowanej powierzchni poglacjalnej, po uformowaniu się kemów i po wytopieniu się martwych lodów. Można przyjąć, że początek rozwoju jeziora przy-

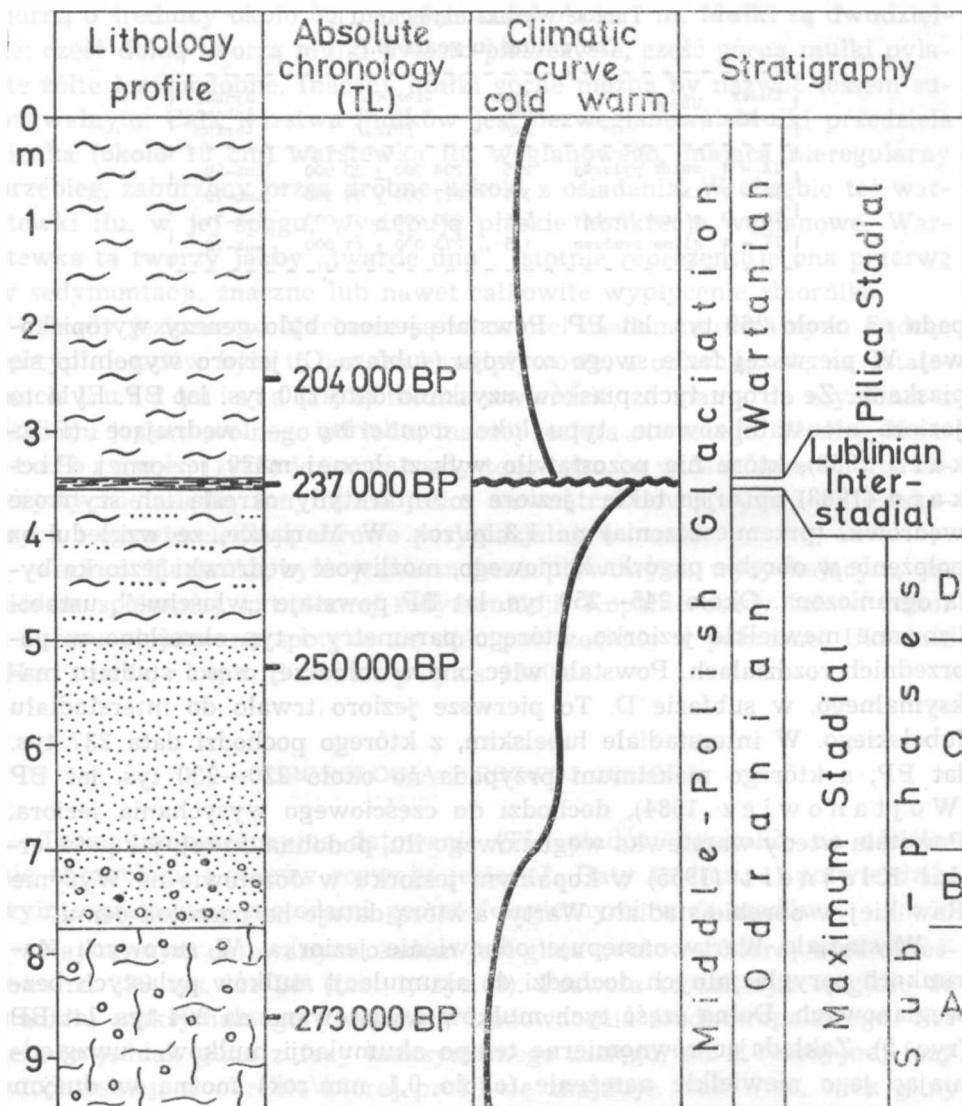
* Wykonane przez dra J. Butryma w Laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie.

Tab. 1. Wyniki datowań TL
The dating in years B.P.

Numer nróbki	Utwór	Głębokość /m/	Wiek TL w latach /B.P./	Symbol laboratorium
IA - 1	mułek pylasty	2,5	204 000 ± 30 000	Lub-69
IA - 2	il	3,5	237 000 ± 35 000	Lub-70
IA - 3	piasek drobny	5,5	250 000 ± 37 000	Lub-71
II - 4	głina żółta	1,5	273 000 ± 41 000	Lub-72

pada na około 260 tys. lat BP. Powstałe jezioro było genezy wytopiskowej. W pierwszej fazie swego rozwoju (subfaza C) jezioro wypełniło się piaskami. Ze stropu tych piasków uzyskano datę 250 tys. lat BP. Pyło to jezioro nieustabilizowane, typu *lake wandering* — wędrujące (Pickard 1983), które nie pozostawiło wykształconej masy jeziornej. Pickard (1983) opisując takie jeziora z Antarktydy określa ich szybkość wędrówki (przemieszczenia) na 1,3 m/rok. W Marianne, ze względu na położenie w obrębie pagórka kemowego, możliwość wędrówki jeziora była ograniczona. Około 245—250 tys. lat BP powstaje „właściwe”, ustabilizowane niewielkie jezioro, którego parametry i typ określono w poprzednich rozdziałach. Powstało więc ono w młodszej części stadiału maksymalnego, w subfazie D. To pierwsze jezioro trwało do interstadiału lubelskiego. W interstadiale lubelskim, z którego pochodzi data 237 tys. lat BP, a którego maksimum przypada na około 220—230 tys. lat BP (Wojtanowicz 1984), dochodzi do częściowego wysychania jeziora. Powstała wtedy warstewka węglanowego ilu, podobna do tej, jaką stwierdził Klajnert (1965) w kopalnym jeziorze w Józefowie na Wyżynie Rawskiej w obrębie stadiału Warty, a którą datuje na początek eemu.

W stadiale Warty następuje odnowienie jeziora. W surowych warunkach peryglacialnych dochodzi do akumulacji mułków pylastych bezwęglanowych. Dolną część tych mułków wydatowano na 204 tys. lat BP (ryc. 5). Zakładając równomierne tempo akumulacji mułków i uwzględniając jego niewielkie natężenie (około 0,1 mm/rok) można w dużym przybliżeniu przyjąć, że jezioro trwało do około 180 tys. lat BP. Data ta dokładnie odpowiada wydzielonemu na Wyżynie Lubelskiej, w profilu lessowym w Wożuczynie, ociepleniu o randze interfazy. Powstała w tym czasie młodsza z dwu gleb, wydzielonych w Wożuczynie w stadiale Warty (Buraczyński i inni 1984). Tak więc, w warunkach pewnego ocieplenia i osuszenia gruntu, a także w wyniku obniżenia bazy erozyjnej nastąpił ostateczny zanik jeziora. Bezpośrednią przyczyną tego faktu było równoczesne działanie wysychania i drenażu. W późniejszym okresie stadiału Warty, w jego najmłodszych fazach, zachodził proces wietrzenia osadów jeziornych, co doprowadziło do ich „lessyfikacji”.



Ryc. 5. Syntetyczny profil litologiczny, chronologia i stratygrafia. Litologia jak na ryc. 4

Synthetic lithological profile, chronology and stratigraphy. Lithology as in the Fig. 4

Badane jeziorko, jak wynika z przytoczonych wyżej danych, funkcjonowało w czasie około 260—180 tys. lat BP, a więc przez około 80 tys. lat. To długi okres, dłuższy niż niejeden interglacjał. Jezioro mogło przetrwać tak długo dlatego, że istniało w surowym klimacie peryglacialnym, w którym tempo zarastania jezior jest powolniejsze. Jezioro prze-

chodziło kilka faz rozwoju w okresie deglacjacji stadiału maksymalnego (Odry), interstadiału lubelskiego i pierwszą połowę stadiału Warty.

Jezioro Marianka, mimo że trwało długo, nie przetrwało jednego zlodowacenia. Jest w tym sensie jeziorem typowym. Podobnie jak zdecydowana większość jezior polodowcowych, tworzących pojezierza po fazie maksymalnej zlodowacenia środkowopolskiego, zanikło przed interglacją eemskim.

Profil Marianka posiada pewne znaczenie stratygraficzne. Po pierwsze — datowano recesyjną fazę włodawską — jedną z głównych faz zlodowacenia środkowopolskiego oraz wydzielono kilka etapów — subfaz (A—C) deglacjacji lądolodu fazy włodawskiej. Po drugie — udokumentowano i datowano interstadiał lubelski, w drugim po Polichnie (Buraczynski i inni 1982) stanowisku tego typu. Po trzecie — dostarczono kolejnej przesłanki, po profilu lessowym Woźuczyn (Buraczynski i inni 1984), na rzecz interfazy 180 tys. lat BP w obrębie stadiału Warty.

ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE PROFILU

Analiza geomorfologiczno-sedymentologiczna dowiodła istnienia dobrze zachowanej rzeźby glacialnej na Garbie Włodawskim, z charakterystycznym zespołem kemów. Rzeźba ta powstała podczas deglacjacji arealnej lądolodu, związanego z fazą włodawską stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego.

Przebadane w profilu Marianka osady dokumentują etap pojezierny stadiału maksymalnego. Wydzielić w nim można kilka okresów: okres powstawania jezior glacialnych, okres *wandering lakes* — jezior niestabilizowanych, wędrujących oraz okres stabilizacji jezior i ich stopniowej degradacji. Te okresy są wyrazem zmieniających się warunków paleogeomorfologicznych i paleoklimatycznych, określających rozwój rzeźby obszaru po zlodowaceniu środkowopolskim.

Pewnego rodzaju barierą w rozwoju jezior był interstadiał lubelski. Nie była to jednak bariera ostateczna. O randze interstadiału świadczy fakt, że tak małe jezioro, jak Marianka nie uległo przecież całkowitej likwidacji. Ocieplenie interstadialne nie było prawdopodobnie zbyt duże, a rozwój roślinności niezbyt bujny; brak w każdym razie śladów zarastania organicznego. Intensyfikacji uległy wtedy procesy chemiczne, o czym świadczy powstanie łu węgłanowego. Okres interstadiału lubelskiego trwał stosunkowo krótko.

Stadiał Warty był na badanym obszarze okresem o bardzo surowych warunkach klimatycznych typu tundry arktycznej. Równocześnie w tym długim okresie zaznaczyły się ocieplenia rangi interfaz, na tyle istotne, że odegrały pewną rolę w zmianie warunków środowiska geograficznego.

LITERATURA

- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. 1982, „Interglacja lubelski” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej (sum. "Lublin Interglacial" in Polichna on the Lublin Upland). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, XXXVII, Lublin, 43—60.
- Buraczyński J., Butrym J., Rzechowski J., Wojtanowicz J. 1984, Loess stratigraphy of the Wozuczyn profile on the Grzęda Sokalska based on termoluminescence method data. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, XXXIX, Lublin, 105—115.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980, Zaburzenia glacitektoniczne osadów zlodowacenia środkowopolskiego w zachodniej części Garbu Włodawskiego (sum. Glacitectonic dislocation of the Saalian glacial deposits within the western part of the Garb Włodawski). *Przewodnik Seminarium Teren.: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*, Lublin; 89—91.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: ark. Orzechów Nowy*, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980/81, 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 Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, XXXV/XXXVI, Lublin; 63—79.
- Halicki B. 1953, O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacialnych i jej konsekwencjach. *Acta Geol. Poln.*, III, 1; 147—152.
- Hristoforowa T. F. 1978, O geomorfologicznej typizacji plejstocenowych oziernych otłożeń Ukrainy. *Fizyčeskaja geografija i geomorfologija*, 20, Kijew; 114—118.
- Hristoforowa T. F., Szelkopljas W. N. 1980, Chronologija plejstocenowych oziernych otłożeń Nowograd-Wołyńskiego pogriebiennogo oziernia. *Tiektonika i stratigrafija*, 18, Kijew; 87—91.
- Kalniet A. 1955, Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Nizy Polskiego (rés. Les lacs fossiles d'origine glaciaire dans la partie méridionale de la Plaine Polonaise). *Acta Geol. Polon.*, V, 3; 405—426.
- Klajnert Z. 1965, Budowa geologiczna i geneza zagłębień bezodpływowych w Józefowie (sum. Geology and origin of closed depressions at Józefów in the Łódź region). *Przegl. Geogr.*, XXXVII, 1; 143—162.
- Klajnert Z. 1983, Znaczenie analizy plejstocenskich kemów dla rekonstrukcji paleogeograficznych. *Materiały Zjazdu Geografów Polskich*, Toruń; 95—97.
- Lundquist J. 1972, Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas*, 1, 1; 27—54.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1975, Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego (sum. Cenozoic sediments of Polesie Lubelskie). *Biul. Inst. Geol.*, 290; Z badań czwartorzędu w Polsce, 17; 97—139.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1977, Plejstoceniczne osady jeziorne na Polesiu Lubelskim (sum. Pleistocene lake sediments in Lublin Polesie Region). *Studia Geol. Polon.*, 52; Zagadnienia czwartorzędu; 315—323.
- Pickard J. 1983, Surface lowering of ice-cored moraine by wandering lakes, *Journal of Glaciology*, 29, 102; 338—342.

- Różycki S. Z. 1963, Zmiany zasięgów pojezierzy w Polsce w czasie interglacialów (sum. Changes in range of glacial lake districts during interglacial periods). *Przegl. Geogr.*, XL, 2; 325—331.
- Wojtanowicz J. 1984, Stratygrafia czwartorzędu na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Stratigraphy of the Quaternary in the Lublin Coal Basin). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, XXXIX, Lublin, 51—72.

РЕЗЮМЕ

Объект исследований находится на горбе Влодавском (восточная часть Польши), в пределах фазы влодавской рецессии максимальной стадии среднепольского оледенения (Рисс.). Констатировано наличие хорошо сохранившегося ледникового рельефа с характерным комплексом кемов. В конце фазы дегляциации, после формирования кемов, после таяния мертвых льдов образовались озера; сформировался озерный ландшафт. Одним из таких озер было озеро Марянка, ископаемую форму которого исследовали авторы.

Озерные отложения образовались в виде мелко и среднезернистых песков и наилок. Опираясь на тип отложений озера Марянка оно было бессточным озером со спокойной ритмической седиментацией. В развитии озера можно выделить несколько фаз. В первой фазе развития, начало которого датируется на около 260 тыс. лет, оно было озером нестабильного типа „lake wandering”. Около 245—250 тыс. лет формируется стабильное небольшое озеро диаметром около 50 м. и глубиной в 7 м. Оно образовалось во время более молодой части максимальной стадии (Одраниан), в субфазе Д. Это озеро существовало до времени Люблинского интерстадиала, который датируется TL на 237 тыс. лет*. Во время Люблинского интерстадиала озеро высыхает. Намечается интенсификация химических процессов; образуется карбонатный ил.

Во время стадии Варта (Вартаниан) озеро возобновляется. В трудных перигляциальных условиях поступает аккумуляция пылеватых безкарбонатных наилок. Нижняя часть наилок датируется на 204 тыс. лет. Принимая равномерный темп накопления наилок и учитывая их малую интенсивность около 0,1 мм/год можно в приближении судить, что озеро существовало около 180 тыс. лет. Эта дата строго соответствует выделенному на Люблинской возвышенности потеплению ранга интерфазы (Я. Бурачински и др. 1986). Причиной отмирания озера являлись одновременные высыхание и дренаж.

Как вытекает из приведенных дат озеро существовало в интервале 260—180 тыс. лет, то есть через около 80 тыс. лет. Так долгое время озеро могло существовать благодаря суровому перигляциальному климату, которому свойствен был слабый темп зарастания озера. Тем не менее озеро Марянка не продержало времени ледникового и не достигло ээмского межледникового.

* Датировка (табл. 1) методом термолюминисценции (TL) проводилась др. Е. Бутрымом в Лаборатории Кафедры физической географии Университета им. М. Склодовской-Кюри в Люблине.

SUMMARY

The object of the present study is located on the Włodawa Range (the eastern part of Poland), within recessive Włodawa phase of maximal stadial of the Middle Polish glaciation (Riss). The existence of well preserved glacial relief was observed there, with characteristic kame body. At the end of the deglaciation phase, after forming of the kame, the lakeland was formed following melting of dead ice. Marianka, of which fossil deposits were studied, is one of such lakes.

Lake sediments are shaped as fine- and medium-grained sands and silt. As evaluated from sediment type, Marianka was a lake without an outlet, with quiet, rhythmic sedimentation. There were a few phases in lake evolution. During the first phase, which started at about 260,000 years B.P. it was a "wandering lake". At about 245–250,000 years B.P. a peculiar, stabilized little lake was formed with a diameter of 50 m and a depth of 7 m. It developed during the younger part of maximal stadial (Odranian), in subphase D. This lake lasted till the Lublin interstadial period, dated by thermoluminescence method on 237,000 years B.P.* During the Lublin interstadial the lake dried up. The intensification of chemical processes occurred and carbonate clay was formed.

The lake reappeared during the Warta stadial, upon the raw periglacial conditions an accumulation of decarbonate dusty silt occurred. The lower part of this silt was dated on 204,000 years B.P. Assuming an equal rate of silt accumulation and its low intensity, about 0.1 mm/year, one can acknowledge that the lake lasted till about 180,000 years B.P. This date corresponds exactly to distinguished on the Lublin Upland warming up period with the rank of the interphase (J. Buraczyński et al., 1984). The simultaneous action of drying up and the drainage resulted in the lake disappearance. As results from presented data the lake existed during about 260–180,000 years B.P. (80 thousand years). It could survive such a long period because of the raw periglacial climate with a slow rate of lake overgrowing. The lake Marianka did not survive the glacial though and did not last till the Eemian interglacial.

* Dating (Table 1) by thermoluminescence method (TL) was performed by Dr Jerzy Butrym in the Laboratory of Physical Geography Department of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin.