

LESZEK KOLENDOWICZ

WAHANIA POZIOMU WÓD JEZIORA LEDNICKIEGO W ŚWIETLE BADAŃ OSADÓW TERASOWYCH

ZARYS TREŚCI

Niniejsze opracowanie dotyczy strefy brzegowej Jeziora Lednickiego, położonego w południowej części Równiny Gnieźnieńskiej. Badania polegały na przeprowadzeniu pomiarów topograficznych teras jeziornych w wybranych stanowiskach, wykonaniu płytkich wierceń geologicznych wzdłuż wybranych profilów oraz wkopów. Przeprowadzone badania pozwoliły na określenie wielkości i chronologii względnej wahań poziomu lustra wody w dłuższym przedziale czasowym.

WSTĘP

Główne rysy morfologiczne Wysoczyzny Gnieźnieńskiej zostały ukształtowane podczas recesji ostatniego lądolodu z moren czołowych fazy poznańskiej. Po stagnacji czoła lądolodu w strefie marginalnej fazy poznańskiej zaznaczyła się recesja – tendencja konsekwentnego obtapiania czoła przerywana była drobnymi nasunięciami. Bezpośrednio po fazie poznańskiej nastąpiło powolne obtopienie lądolodu, a następnie ponowny awans czoła, jednakże nie przekraczający poprzedniego zasięgu. Czoło lądolodu zatrzymało się na linii Potasze-Dzwonowo-Lednógóra. To pierwsze niewielkie wahnięcie czoła jest określone jako oscylacja dzwonowsko-lednogórska (S. Kozarski 1962). W tym samym czasie powstawał na Wysoczyźnie Gnieźnieńskiej „jeden z największych systemów rynien” glacialnych tego obszaru (S. Kozarski 1962). Do największych należą rynny: gołaniecko-wągrowiecka, pruszecko-skocka, skocko-dzwonowska. Dalsze wycofywanie się lądolodu zostało zarejestrowane regularnymi ciągami moren czołowych kolejnych faz i oscylacji: oscylacji gnieźnieńskiej, skocko-janowieckiej, ryszewskiej, sypniewsko-sieleckiej, czarnkowskiej, fazy chodzieskiej, oscylacji wyrzyskiej i strączyńsko-zawadzkiej (S. Kozarski 1962). Po wycofaniu się lądolodu z obszaru Wysoczyzny Gnieźnieńskiej rynny glacialne i inne obniżenia zostawały stopniowo zajmowane przez jeziora powstające wskutek wytapiania się brył martwego lodu. Nie wszędzie jednak i nie wszystkie obniżenia terenu zaczęły funkcjonować w postaci jezior. Masowe pojawianie się jezior rynnowych na Wysoczyźnie Gnieźnieńskiej wystąpiło dopiero w Allerødzie (S. Kozarski 1963).

Od momentu powstania, jeziora przechodziły szereg faz ewolucyjnych uwidaczniających się między innymi w wahaniach poziomu, a co za tym idzie zmianach zasięgu ich wód. Zagadnienie wahań poziomu jezior było przedmiotem zainteresowań wielu badaczy. J. Kondracki (1972) po badaniach jezior mazurskich wyraża pogląd, że w końcowej fazie plejstocenu następowało obniżenie poziomu jezior na skutek wytapiania się podłóg lodowych zalegających w rynnach glacialnych. B. Nowaczyk (1985) w pracy dotyczącej jezior kórnicko-zaniemyskich zaznacza, że po wytopieniu się brył marwego lodu jeziora zajmowały znacznie większe powierzchnie niż obecnie. Obejmowały one wtedy dzisiejsze obszary akumulacji biogenicznej.

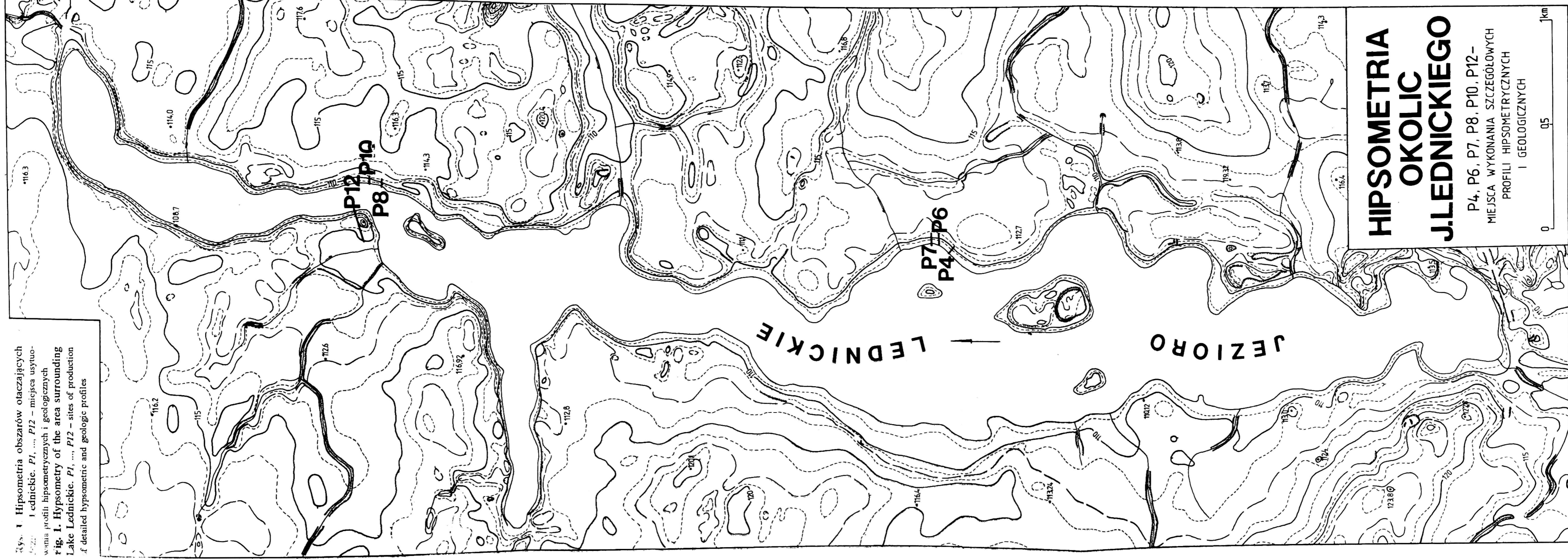
Analizy zmian poziomu jezior opierają się głównie na badaniach osadów strefy litoralnej. Korzysta się z badań chemicznych i palinologicznych oraz morfologicznych śladów wahań wód jeziornych w postaci teras, wałów brzegowych i mikroklifów, a także z badań prowadzonych nad obiektami archeologicznymi zlokalizowanymi nad brzegami jezior. Zmiany poziomu wód jeziornych podczas holocenu, analizowane przez J. Kondrackiego (1970) na przykładzie jezior mazurskich, były spowodowane zmianami warunków klimatycznych, głównie wysokością opadów atmosferycznych.

J. Stasiak (1963) w toku badań zmian poziomu wody jeziora Kruklin i Wągiel na Pojezierzu Mazurskim wydziela dla obszarów objętych ostatnim zlodowaceniem w Polsce północno-wschodniej dwa okresy: I okres dominującego wpływu temperatury na zmiany poziomu wody, II okres wpływu zmian wielkości opadów. Według wspomnianego autora opady, które występowały w I okresie nie wpłynęły w zasadniczy sposób na wahania poziomu wód. Pogląd ten potwierdza poziom wody suchego i względnie już ciepłego okresu borealnego. Brak opadu był uzupełniany wodą z wytapiającego się martwego lodu (wniosek ten dotyczy jednak tylko obszaru Polski północno-wschodniej, jak to już bowiem zaznaczono, w Wielkopolsce degradacja wieloletniej zmarzliny przypadła na Allerød). W drugim okresie temperatura przyczyniła się do większego parowania, wpływając ujemnie na wysokość poziomu wody. Począwszy od optimum klimatycznego w okresie atlantyckim do czasów dzisiejszych – zdaniem J. Stasiak (1963) – poziom wód jest szczególnie zależny od opadów atmosferycznych.

Wahania wód jeziornych mogą być powodowane również czynnikami o charakterze lokalnym. Do czynników takich można zaliczyć postępujące wylesienie danego obszaru, bądź sztuczne zahamowanie odpływu (K. Skarżyńska 1965, D. Piasecki 1957). Inną ważną przyczyną lokalną wpływającą na wahania poziomu jezior są zmiany morfologiczne i hydrologiczne w systemie przepływów między jeziorami, jak wykazał S. Kozarski (1956) w pracy dotyczącej rynny gołaniecko-wągrowieckiej. Autor zauważył, iż w wyniku zmiany poziomu rzeki Wełny nastąpiło obniżenie wód w rymie do poziomu zaobserwowanej tam drugiej terasy. Podobną sytuację opisał D. Piasecki (1957) w pracy omawiającej zalew prehistorycznego grodu biskupińskiego.

rys. 1 Hipsometria obszarów otaczających jezioro Lednickie, P1, ..., P12 – miejsca usytuowania profili hipsometrycznych i geologicznych

fig. 1. Hypsometry of the area surrounding Lake Lednickie. P1, ..., P12 – sites of production of detailed hypsometric and geologic profiles



HIPSOMETRIA OKOLIC J. LEDNICKIEGO

P4, P6, P7, P8, P10, P12 –
MIEJSCA WYKONANIA SZCZEGÓŁOWYCH
PROFILI HIPSOMETRYCZNYCH
I GEOLOGICZNYCH

0 0.5 1 km

OBIEKT I CEL BADAŃ

Powierzchnia Równiny Gnieźnieńskiej podczas oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej i gnieźnieńskiej zostało porozcinana rynnami glacialnymi o przebiegu południkowym, prostopadłym do ciągów moren czołowych tych oscylacji. Jeden z systemów rynien występuje na północ od Gniezna, a drugi między Janowcem a Lednogórą. Jezioro Lednickie zajmuje południową część drugiego systemu rynnowego. Pozostałe części tej rynny widoczne są na północ i zachód od Jeziora Lednickiego. Są to obniżenia terenu o podmokłym dnie lub zajęte przez jeziora.

Opracowanie dotyczy umiarkowanej urozmaiconej południowej części Równiny Gnieźnieńskiej. Przeważa tutaj wysoczyzna morenowa o powierzchni falistej wznosząca się średnio 110-115 m n.p.m. Bardziej urozmaicona rzeźba występuje jedynie w południowej części tego obszaru, gdzie elewacje terenu tworzą zorientowane równoleżnikowo ciągi wzniesień rzeźby marginalnej. Są to fragmenty moreny czołowej powstałej podczas oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej. Pagórkom tym w ich południowej części towarzyszy sandr, którego powierzchnia nachylona w kierunku południowo-zachodnim wyznacza drogę odpływu wód glacyfluwialnych. Sandr na zachód od Pobiedzisk przechodzi w wysoką terasę sandrową rzeki Główna, odwadniającej obecnie Jezioro Lednickie (S. Kozarski 1962).

Charakteryzując Równinę Gnieźnieńską, w bliskim otoczeniu Jeziora Lednickiego, pod względem litologicznym należy stwierdzić, iż teren przylegający do jeziora budują twory pochodzenia lodowcowego lub wodnolodowcowego. Znaczne obszary po obu stronach rynny tworzą osady gliniaste wykształcone w postaci piasków gliniastych i glin piaszczystych. Jedynie w budowie południowo-wschodniej części obszaru biorą udział piaski. Wzdłuż doliny rzeki Główna zalegają serie torfów. Osady te występują również w licznych zagłębieniach bezodpływowych i rozcięciach erozyjnych, szczególnie w południowo-wschodniej części obszaru przylegającego do rynny Jeziora Lednickiego.

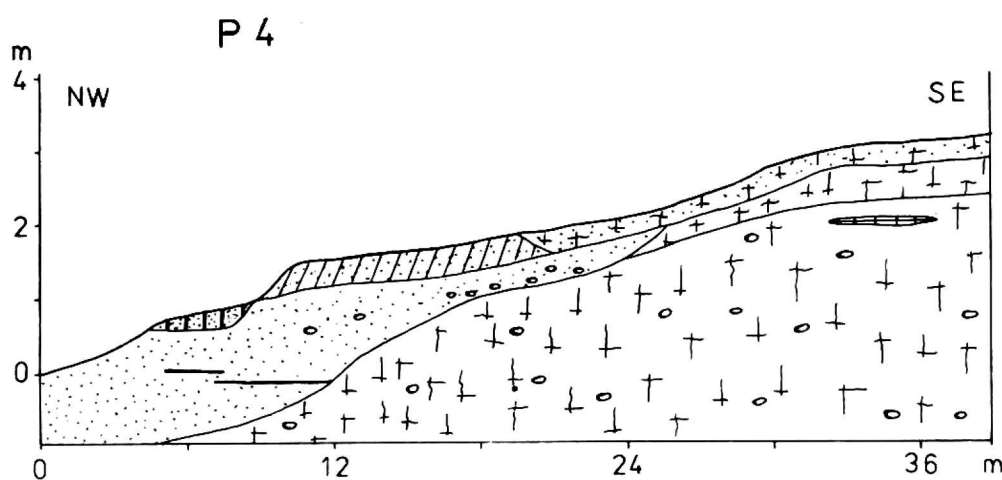
Jezioro Lednickie należy do Pojezierza Gnieźnieńskiego. Jego powierzchnia wynosi 364 ha, długość 8 km, a średnia szerokość 465 m. Do jeziora wpływa kilka, w większości okresowych cieków. Większość z nich znajduje ujście na wschodnim brzegu. Jedyny stały ciek dopływa do misy jeziornej w okolicy miejscowości Dziekanowice. Cieki te prowadzą wody głównie w okresie wiosennych roztopów oraz w czasie intensywnych opadów atmosferycznych. Z południowej części jeziora bierze swój początek rzeka Główna będąca prawobrzeżnym dopływem Warty pod Poznaniem. Linia brzegowa jeziora jest niezbyt urozmaicona. W części wschodniej i południowo-wschodniej brzeg rysuje się jako szereg niewielkich zatok pooddzielanych półwyspami. Zachodnia strona odznacza się niezbyt rozwiniętą linią brzegową. Urozmaica ją najdłuższa zatoka tego zbiornika sięgająca około 1 km na zachód w głąb otaczającej wysoczyzny morenowej.

METODY BADAŃ

Prace terenowe rozpoczęto pomiarami topograficznymi najwyraźniej zaznaczających się i łatwo dostępnych teras jeziornych. Pomiary przeprowadzono za pomocą tachymetru autoredukcyjnego Dahlta 010. Polegały one na zmierzeniu ciągów niwelacyjnych prostopadłych do półek teras. Kartowanie objęło 13 profili niwelacyjnych (7 profili w okolicy Dziekanowic i po 3 profile w okolicy Imiołek i Waliszewa (rys. 1)). Następnie przeprowadzono płytkie wiercenia geologiczne wzdłuż wyznaczonych ciągów niwelacyjnych. Maksymalna głębokość odwiertów wynosiła 5,5 m. W opracowaniu przedstawiono 6 spośród wykonanych 13 przekrojów geologicznych. Na podstawie wierceń wybrano stanowiska, w których wykonano wkopy, celem wizualnego określenia struktury osadów oraz pobrania próbek do badań laboratoryjnych.

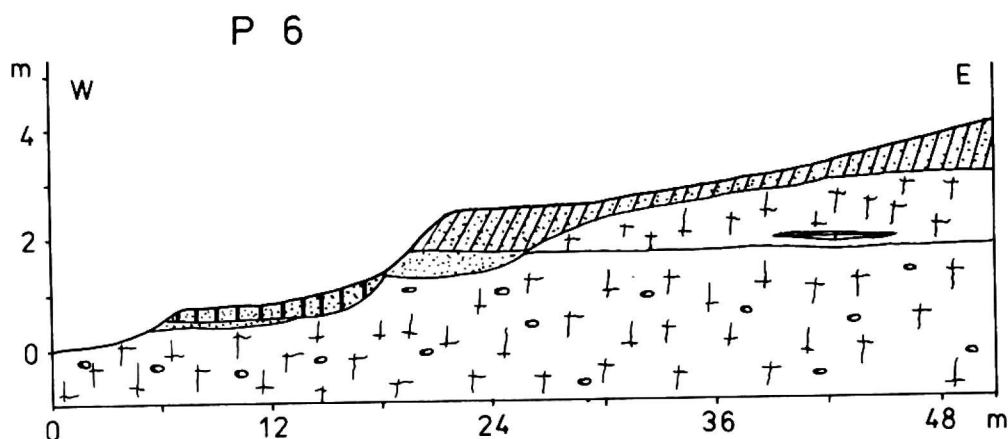
Prace laboratoryjne sprowadziły się do oznaczenia w pobranych próbkach procentowej zawartości węgla wapnia (aparatem Scheiblera) oraz popielności całkowitej i pierwotnej (metoda gleboznawcza).

WYNIKI BADAŃ



Rys. 2. Przekrój P4 (objaśnienia na rys. 8)

Fig. 2. Section P4 (for legend see Fig. 8)



Rys. 3. Przekrój P6 (objaśnienia na rys. 8)

Fig. 3. Section P6 (for legend see Fig. 8)

Przeprowadzone pomiary topograficzne pozwoliły na wydzielenie trzech półek terasowych leżących nad poziomem jeziora na wysokościach: I – na wysokości 0-40 cm, II – na wysokości 65-105 cm, III – na wysokości 150-300 cm. Analizując budowę wewnętrzną strefy brzegowej (rys. 2-8), zauważa się, że najstarszymi osadami w obrębie rynny jeziornej są gliny morenowe.

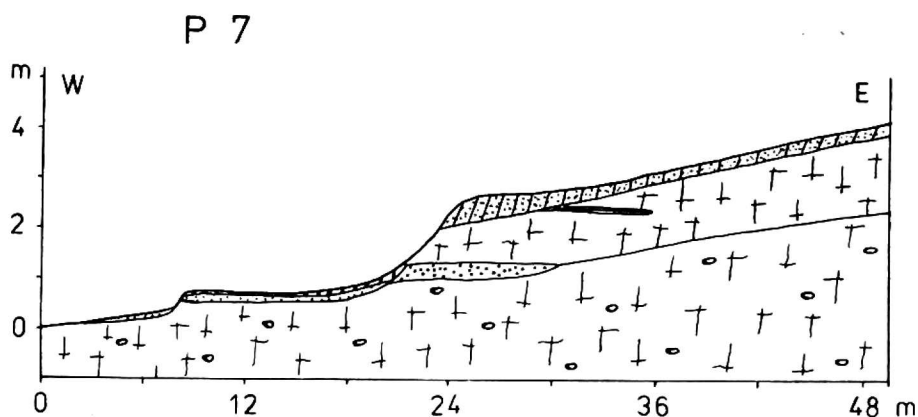
Przykrywają je gytie oraz torfy i piaski drobno- lub średnioziarniste. Torfy i piaski zalegają zarówno na gytii, jak

i na glinie morenowej. Fakt ten świadczy o tym, że gytia jest starsza od osadów, które budują terasy jeziorne. Biorąc pod uwagę miąższość gytii i wysokość zalegania jej stropu nad współczesnym poziomem jeziora można uznać, że poziom lustra wody w czasie akumulowania gytii był o około 4 m wyższy niż obecnie. Sekwencja osadów pokrywających glinę morenową i gytie wykazuje istnienie czterech kopalnych półek terasowych, położonych w stosunku do poziomu jeziora: 30-50 cm poniżej poziomu, 0-20 cm nad poziom, 100-120 cm nad poziom, 260-300 cm nad poziom.

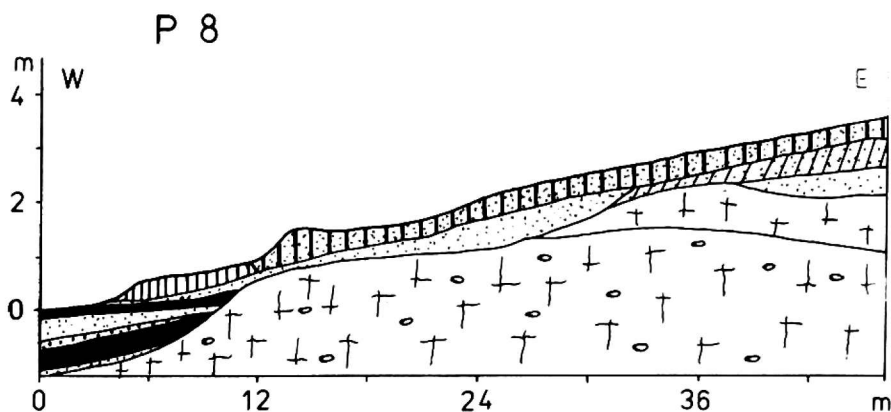
Efektom interpretacji budowy wewnętrznej i pomiarów topograficznych strefy brzegowej Jeziora Lednickiego jest stwierdzenie:

1) trzech wyraźnie zaznaczających się wahań poziomu wody (obniżenie, podniesienie, obniżenie), z których pierwsze przekraczało 4 m, a dwa następne osiągały wartość 3 m; 2) na wyżej wymienione zmiany poziomu wody nakładają się okresy stabilizacji na poziomach odpowiadających stwierdzonym w toku badań poziomom półek terasowych (rys. 9).

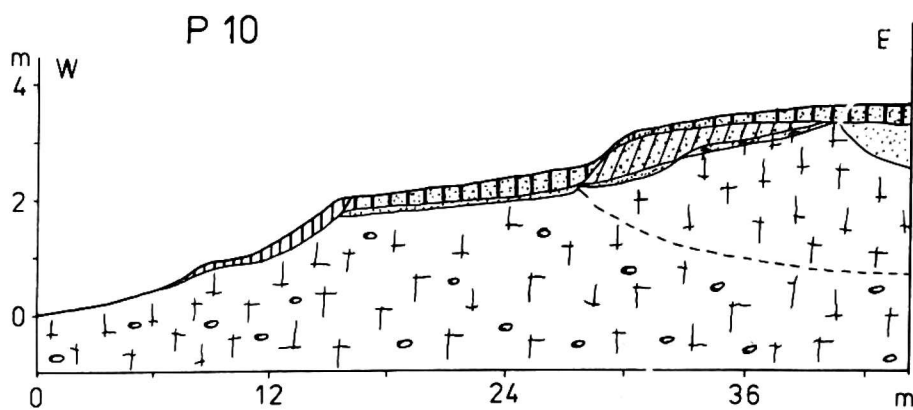
Prace laboratoryjne zostały przeprowadzone na 38 próbkach pobranych ze ścian wkopów zlokalizowanych w okolicy Dziekanowic i Imiołek. Porównując osady tych stanowisk zauważa się,



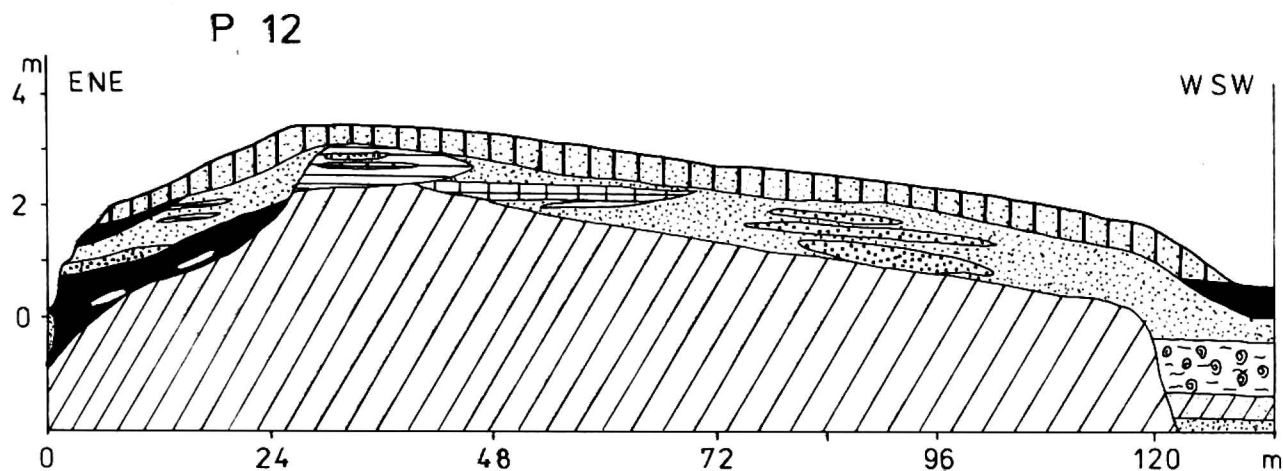
Rys. 4. Przekrój P7 (objaśnienia na rys. 8)
Fig. 4. Section P7 (for legend see Fig. 8)



Rys. 5. Przekrój P8 (objaśnienia na rys. 8)
Fig. 5. Section P8 (for legend see Fig. 8)

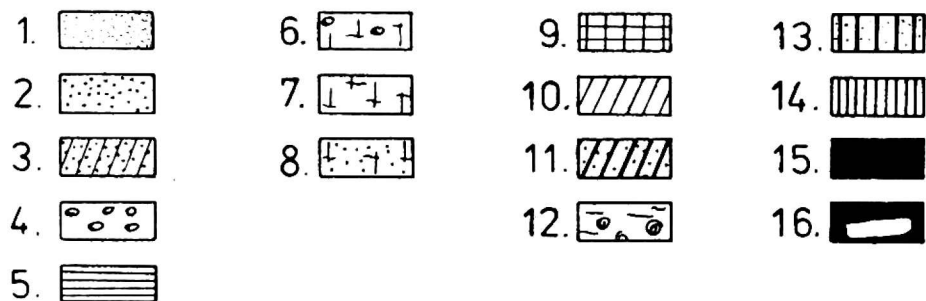


Rys. 6. Przekrój P10 (objaśnienia na rys. 8)
Fig. 6. Section P10 (for legend see Fig. 8)



Rys. 7. Przekrój P12 (objaśnienia na rys. 8)

Fig. 7. Section P12 (for legend see Fig. 8)

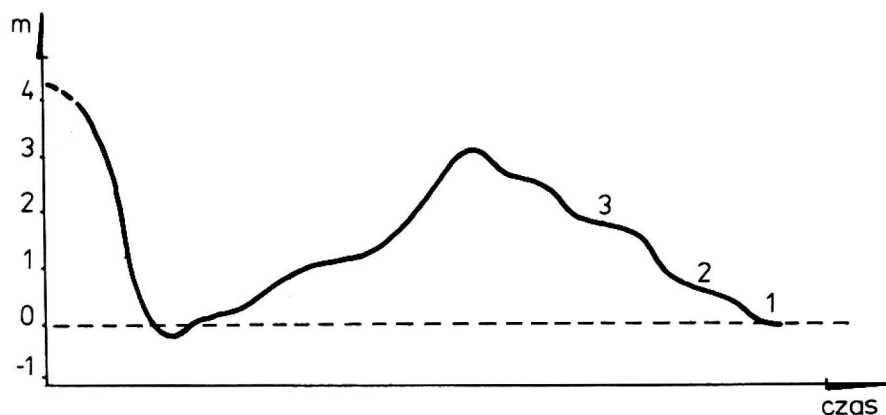


Rys. 8. Objasnienia do rysunków 3-8

1 – piasek drobno- i średnioziarnisty, 2 – piasek gruboziarnisty, 3 – piasek gliniasty, 4 – głaziki, 5 – osady mułkowo-ilaste, 6 – glina morenowa szara, 7 – glina morenowa brązowa, 8 – glina spiaszczona, 9 – przewarstwienia węglanowe, 10 – gytja, 11 – gytja silnie spiaszczona, 12 – osady węglanowe ze skorupkami ślimaków, 13 – piaski humusowe, 14 – osady akumulacji bagiennej, 15 – torf, 16 – większe fragmenty drewna nawiercone w torfie

Fig. 8. Symbols used for shore zone sections

1 – fine and medium-grained sand, 2 – coarse sand, 3 – clayey sand, 4 – pebbles, 5 – silty-clayey sediments, 6 – grey till, 7 – brown till, 8 – sand-rich till, 9 – carbonate interlayers, 10 – gyttja, 11 – extremely sand-rich gyttja, 12 – carbonate sediments containing snail shells, 13 – humus sands, 14 – deposits due to marsh accumulation, 15 – peat, 16 – large wood fragments detected in peat through drilling



Rys. 9. Wahania poziomu wód Jeziora Lednickiego w ujęciu chronologicznym

0 m – poziom lustra wody z okresu badań (lipiec 1985), 1, 2, 3 – poziomy terasowe obserwowane w terenie

Fig. 9. Lake Lednickie level fluctuations in chronological order

0 m – water table level for the period of observations, July 1985, 1, 2, 3 – terraces found in the field

że w piaskach terasowych spada zawartość CaCO_3 oraz zawartość substancji organicznych. Maksymalne zawartości CaCO_3 przypadają na osady podścielające piaski terasowe, czyli na glinę morenową oraz głębsze warstwy gytii. Uderzająco mała jest zawartość substancji organicznych w osadach torfowych (do ok. 5%), co świadczy o silnym natlenieniu wody i szybkim rozkładzie szczątków organicznych osadów w czasie ich akumulacji (J. Stasiak 1963). Analizując zawartość substancji organicznej w gytii (Imiołki) i opierając się na interpretacjach zawartości substancji organicznej proponowanych przez G. Digerfeldta (1972, 1977) oraz J. Vourinera (1978), można stwierdzić, iż przy tak małym procencie substancji organicznej, jaki występuje w stropowej partii gytii (2-3%), tworzyła się ona prawdopodobnie w warunkach klimatu chłodnego. Jednak wniosek ten ze względu na skromną liczbę danych jest jedynie wstępną sugestią.

Nie dysponując datowaniami bezwzględными lub badaniami paleobotanicznymi, nie można określić, na podstawie przeprowadzonych badań chronologii bezwzględnej, wahań poziomu wód Jeziora Lednickiego. Informacji o bezpośrednich przyczynach wahań lustra wody mogą dostarczyć badania teras wzdłuż cieku doprowadzającego i odprowadzającego wodę z misy jeziornej.

*Zakład Klimatologii
Instytut Geografii Fizycznej
Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu*

LITERATURA

- Digerfeldt G., 1972: Regional vegetation history, water level changes and paleoclimatology. The post-glacial development of Lake Trummen. *Folia Limnologica Scandinavica*, Lund.
- Digerfeldt G., 1977: The Flandrian development of Lake Flarken. Regional vegetation history and paleoclimatology. University of Lund. Department of Quaternary Geology, Report 13.
- Kondracki J., 1972: Changes of the lake levels as a result of the climatic variations during the Holocene period. W: *Etude sur le Quaternaire dans le monde VIII^e Congrès INQUA*. Paris 1969 T. 1. Paris 1972.
- Kozarski S., 1956: Terasy w rymie Gołaniecko-Wągrowieckiej. *Badania fizjograficzne nad Polską zachodnią*, T. 3.
- Kozarski S., 1962: Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, PTPN*, T. 2, z. 3, Poznań.
- Krygowski B., 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. 1 Geomorfologia. PTPN, Poznań.
- Nowaczyk B., 1985: Rozwój geomorfologiczny rynny glacialnej Jezior Kórnicko-Zaniemyskich (Bnińskich) w aspekcie osadniczym. W: *Materiały do studiów nad osadnictwem bnińskim, UAM, Seria Archeologiczna nr 24*, Poznań.
- Nowaczyk B., Tobolski K., 1980: W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym. *Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, T. 33, Seria A. Geografia fizyczna.
- Piasecki D., 1957: Zalew historyczny grodu biskupińskiego. *Zeszyty Naukowe UAM, Geomorfologia z. 1*.
- Sedymentologia, 1976: red. nauk. R. Unrug, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Stasiak J., 1963: Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. Prace Geograficzne IG PAN, nr 42, Warszawa.
- Vourinen J., 1978: The influence of prier land use on the sediment of a Small Lake. Polskie Archiwum Hydrobiologii. Instytut Ekologii PAN, Vol. No. 112, PWN, Warszawa.

LAKE LEDNICKIE LEVEL FLUCTUATIONS IN THE LIGHT OF STUDIES OF TERRACE DEPOSITS

Summary

The present article deals with the shore zone of Lake Lednickie that lies in the southern portion of the Gniezno Plain. The research conducted there comprised topographic measurements of lake terraces at selected sites, geologic drilling along selected profiles at shallow depths and excavation. As a consequence of the former three terrace shelves can be recognized above the lake table, namely I at the height of 0-40 cm, II at 65-105 cm, III at 150-300 cm. The analysis of internal structure of the shore zone reveals the presence of four fossil terrace shelves that lie in relation to the lake level below 30-50 cm (I), over 0-20 cm (II), over 100-120 cm (III) and over 260-300 cm (IV). From the interpretation of the internal structure of the Lake Lednickie shore zone and the topographic survey, it can be inferred that (1) three water level fluctuations from a fall through a rise to a fall were marked; the former exceeded 4 m, whereas the latter two reached 3 m, and (2) water level fluctuations and periods of water table stability concurred at altitudes corresponding to terrace shelf heights.

If absolute dates or the results of paleobotanical studies are not available, absolute chronology of the Lake Lednickie level fluctuations cannot be established. Information on direct causes of water table fluctuations can be supplied by the study of terraces along a stream carrying water from, and delivering it to, the lake basin.