

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

4

Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – II

POD REDAKCJĄ
ADAMA KOTARBY



**WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN**

z ostatnich lat

1994

21. A. WERWICKI – Sfera usług społeczno-kulturalnych w wybranych krajach środkowo-europejskich w ostatniej dekadzie istnienia nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego (1980–1989). Potencjały naukowe w Polsce w 1990 roku i ich rozmieszczenie, 91 s., zł 3,-
22. E. NOWOSIELSKA – Sfera usług w badaniach geograficznych. Główne tendencje rozwojowe ostatniego dwudziestolecia i aktualne problemy badawcze, 68 s., zł 3,-
23. T. LIJEWSKI – Infrastruktura komunikacyjna Polski wobec zmian politycznych i gospodarczych w Europie Środkowej i Wschodniej, 46 s., zł 3,-
24. A. BOKWA, A. MROCZKA, R. PRZYBYŁA, J. ŚMIAŁKOWSKI, R. TWARDOSZ – Wybrane zagadnienia z klimatologii i bioklimatologii, 97 s., zł 3,-
25. A. MATUSZKIEWICZ, W. MATUSZKIEWICZ, R. M. DEGÓRSKI – Badania porównawcze systemów leśnych Finlandii, 77 s., zł 3,-
26. J. PASZYŃSKI, J. SKOCZEK, B. KRAWCZYK, T. KONSTANTINOVA, I. BOLOBAN – Badania topoklimatyczne w Mołdawii, 79 s., zł 3,-
27. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo Finlandii. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany, 89 s., 3 zł,-
28. K. BŁAŻEJCZYK, B. KRAWCZYK – Bioclimatic research of the human heat balance, 66 s., zł 3,-

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,-
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki biometeorologiczne Supraśla, 68 s., zł 4,-
34. P. KORCELLI – Regional patterns in Poland's transformation: The first five years, 62 s., zł 4,-
35. E. NOWOSIELSKA – Bezrobocie – przegląd aktualnych tendencji, problemów i wyników badań (w krajach rozwiniętych), 70 s., zł 4,-
36. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1989–1992, 60 s., zł 4,-

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 4

**Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – II**

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 4

**PHYSICAL GEOGRAPHY STUDY
IN THE TATRA MOUNTAINS – II**

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

4

Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – II

POD REDAKCJĄ
ADAMA KOTARBY



WYDAWNICTWO
Continuo

1996
WROCŁAW

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY
Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Członkowie: Tadeusz Gerlach, Marek Grześ,
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Opracowanie redakcyjne: Ludmiła Kwiatkowska, Jan Kuźma
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Wydawnictwo *Continuo*, Wrocław 1996

PL ISSN 0012-5032
ISBN 83-86682-09-4

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Adam Kotarba – Wprowadzenie	7
Maria Baumgart-Kotarba, Jerzy Dec, Adam Kotarba, Ryszard Ślusarczyk – Cechy geomorfologiczne i sedimentologiczne misy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Doliny Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych	9
Geomorphological and sedimentological features of Morskie Oko Lake basin and upper reach of Rybi Potok Valley in the light of geophysical investigation (summary)	31
Adam Kotarba – Osady jeziorne jako wskaźnik przemian środowiska naturalnego Tatr Wysokich	33
Lacustrine sediments as indicators of environmental changes in the High Tatra (summary)	46
Jerzy Mościcki – Zimowa termika wód Morskiego Oka	49
Winter thermal conditions of the Morskie Oko Lake (summary)	56
Wiesław Rygielski, Wiesław Siarzewski – Pokrywa lodowa Jaskini Lodowej w Ciemniaku w Tatrach Zachodnich	57
Ice cover in the Ice Cave in the Ciemniak massif (Western Tatra Mountains) (summary)	69

WPROWADZENIE

W roku 1993 ukazał się podwójny zeszyt Dokumentacji Geograficznej (4–5) pt. *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach*. Zawierał wyniki badań dotyczących przemian środowiska naturalnego Tatr w okresie holocenu i częściowo późnego wistulianu, opartych na analizie osadów wypełniających misy jeziornicze Czarnego Stawu Gąsienicowego i Morskiego Oka oraz zagłębień międzymorenowych Żabiego Oka i Siwych Sadów. Problematyka badawcza koncentrowała się zatem na osadach młodszych, które stanowią zapis zdarzeń zachodzących w środowisku pod wpływem globalnych zmian klimatu w czasie, jaki upłynął od zaniku lodowców górskich w Tatrach. Dzięki udziałowi w tych pracach specjalistów z innych dziedzin nauki: paleobotanika dr. Andrzeja Obidowicza i fizyka dr. Przemysława Wachniewa, został poszerzony wachlarz metod stosowanych w zespole geograficznym. Jeszcze raz okazało się, że współpraca geografów fizycznych i geomorfologów ze specjalistami innych dyscyplin naukowych znacznie wzbogaca stopień poznania procesów przyrodniczych, które miały miejsce w przeszłości. Nawiązano więc dalszą współpracę z innymi przedstawicielami nauk o Ziemi – geofizykami. Prezentowany obecnie tom stanowi pierwsze podsumowanie tych poczynań. Podjęcie badań geofizycznych miało swoje istotne uzasadnienie. Zespół geomorfologiczny wykonał wcześniej badania osadów jeziornych. Pobrano rdzenie osadów z Morskiego Oka, można więc było określić ich właściwości i porównać z wynikami sondowań geofizycznych. Dla geofizyków powstała szansa zweryfikowania pomiarów. Sondowania geofizyczne, aby były w pełni wiarygodne, zawsze wymagają potwierdzenia przez bezpośredni wgląd w strukturę osadów.

Niniejszy zeszyt zawiera wyniki badań realizowanych w programie badawczym nr 6PO4E 019 08 pt. „Schyłek wysokogórskiego zlodowacenia w Tatrach”, finansowanym przez Komitet Badań Naukowych. W pracach badawczych uczestniczą pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN oraz Zakładu Geofizyki Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Badania są w toku i będą kontynuowane w najbliższych dwóch latach. Badania geofizyczno-geomorfologiczne wymagają znacznego wysiłku fizycznego i odpowiedniej, nowoczesnej aparatury badawczej, często o najwyższym poziomie technicznym. Zespół badawczy AGH pracujący pod kierunkiem prof. dr. hab. inż. Ryszarda Ślusarczyka posiada taki sprzęt. Dlatego

możliwe było uzyskanie ciekawych wyników sondowań geofizycznych, niezbędnych do wykonania zaprezentowanych interpretacji geomorfologicznych.

Oprócz autorów poszczególnych opracowań w badaniach terenowych uczestniczył zespół pracowników technicznych AGH: mgr inż. Elżbieta Simon-Czulak i mgr inż. Andrzej Bugajski oraz mgr Marek Kot, pracownik naukowy Tatrzańskiego Parku Narodowego i mgr Stanisław Kędzia z IGiPZ PAN. Czystorysycyń wykonana mgr Maria Klimek. Wszystkim wyżej wymienionym składamy serdeczne podziękowanie.

Ostatnia praca zamieszczona w tym zeszycie jest napisana przez zespół autorów z Tatrzańskiego Parku Narodowego (mgr Wiesław Siarzewski) i Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu (mgr Wiesław Rygielski). Zakres prezentowanych w niej zagadnień jaskiń lodowych w Tatrach nawiązuje do problematyki projektu badawczego 6PO4E 01908.

Pierwsze trzy prace zamieszczone w tym zeszycie są wstępnym podsumowaniem badań wykonanych w granicy w latach 1993–1995. Nawiązując tematycznie do wcześniej realizowanych badań w zakończonym w roku 1993 programie badawczym pt. „Ewolucja środowiska naturalnego Tatr w świetle analizy osadów limnicznych”, uznaliśmy za stosowne potraktować niniejszy zeszyt jako kontynuację poprzedniego i zatytułować *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II*.

Adam Kotarba

MARIA BAUMGART-KOTARBA, JERZY DEC,
ADAM KOTARBA, RYSZARD ŚLUSARCZYK

CECHY GEOMORFOLOGICZNE I SEDYMENTOLOGICZNE
MISY JEZIORNEJ MORSKIEGO OKA
I GÓRNEJ CZĘŚCI DOLINY RYBIEGO POTOKU
W ŚWIETLE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

WPROWADZENIE

Zagadnienia związane z kształtem misy jeziornej Morskiego Oka oraz sposobem jej ukształtowania były przedmiotem zainteresowania wielu geomorfologów i geologów czwartorzędu. Najczęściej stawiane pytanie dotyczyło genezy misy, a więc czy jest ona pochodzenia akumulacyjnego, czy erozyjno-glacialnego. J. Partsch w swojej syntezie z 1923 r. uznał, że morena, która zamyka Morskie Oko, nie spoczywa na podłożu skalnym i nie ma rygla skalnego, gdyż brak jest docięcia do skały potoku wypływającego ze stawu. Podobne rozważania przeprowadził A. Gadomski (1926) w pracy pt. *Morfologia glacialna północnych stoków Tatr Wysokich*. Wyróżnił dwa zasadnicze typy jezior, tj. jeziora pochodzenia erozyjnego i akumulacyjnego. Uznał, że jeziora tatrzańskie występują w „miskach końcowych”, które odpowiadały miejscom postoju lodowców podczas faz recesyjnych. A. Gadomski stwierdził, że: „taką miską końcową, ale stadialną jest niewątpliwie basen Morskiego Oka, miska, która utworzyła się w czasie cofania się lodowca w miejscu dawnego zamknięcia korytowego. Miska ta, jak i inne erozyjno-glacialnego pochodzenia, jest zamknięta moreną, a więc oprócz przegłębienia lodowcowego mamy także do czynienia z akumulacją lodowcową” (s. 34). Przyjął więc, że misa Morskiego Oka ma genezę złożoną erozyjno-akumulacyjną.

M. Klimaszewski (1988) silnie zaakcentował erozyjne pochodzenie misy i podkreślił, że powstała w miejscu, gdzie „zbiegały się i łączyły lodowce spływające z trzech zbiorników firnowych” (s. 426). Jest to więc przegłębienie erozyjne żłobu lodowcowego. Masa martwego lodu zalegała w przegłębieniu przez bardzo długi czas i uniemożliwiła jego zasypanie. Proces zasypania misy zaczął się – zdaniem M. Klimaszewskiego (1988) – dopiero po stopieniu lodu. Dalej autor ten uważa, że misa Morskiego Oka jest zamknięta rygłem skalnym, na którym spoczywa system trzech wałów morenowych o wysokości do 20 m.

Pozostałą część dna żłobu lodowcowego wypełniła natomiast morena denna o miąższości miejscami przekraczającej 20 m (s. 427). Pogląd M. Klimaszewskiego jest więc generalnie zgodny z koncepcją A. Gadowskiego. Te poglądy są rezultatem wnikliwej i logicznej analizy rzeźby zamknięcia doliny Rybiego Potoku, jednak nie udokumentowanej wierceniami czy naturalnymi odsłonięciami, które jednoznacznie potwierdzałyby powyższe stwierdzenia.

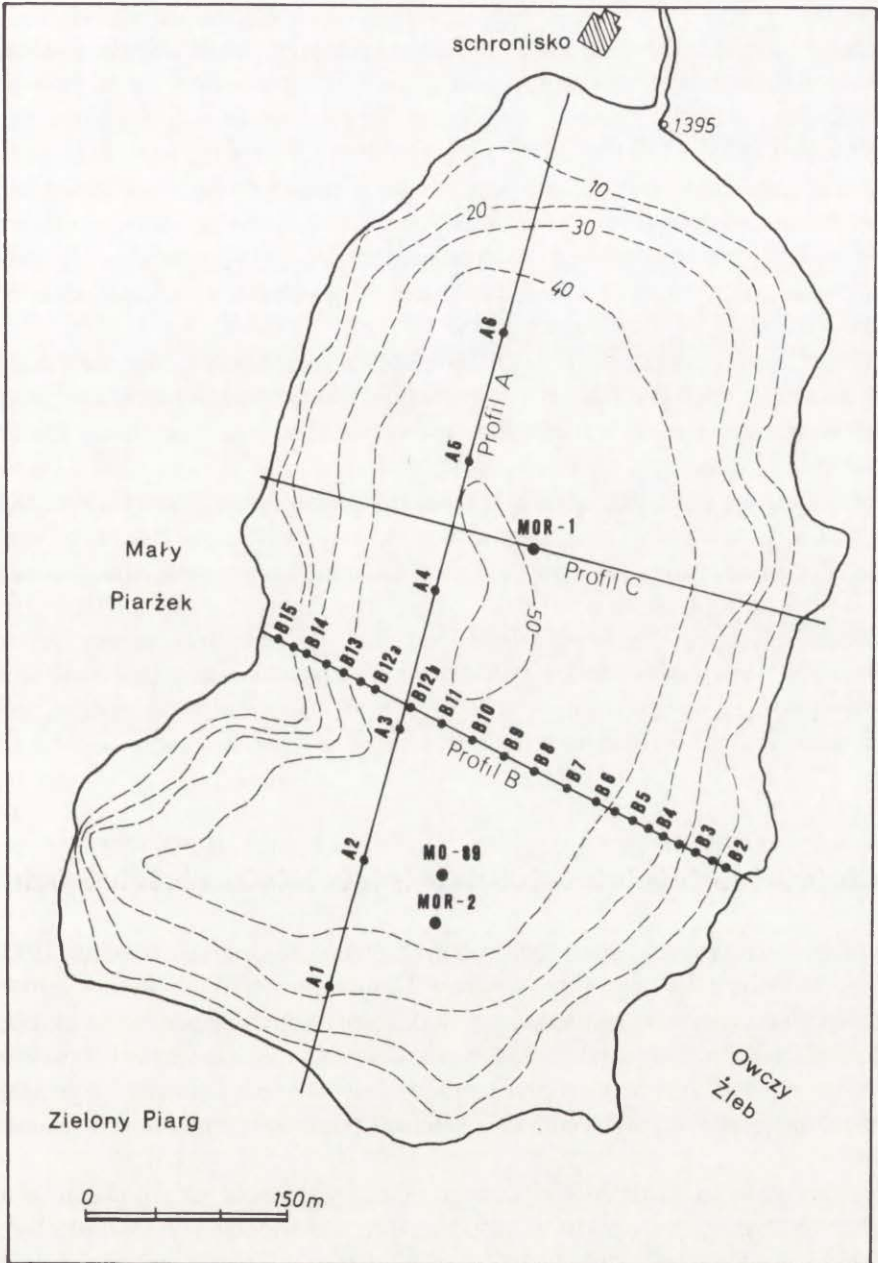
Jednoznaczne potwierdzenie przedstawionych poglądów byłoby możliwe tylko w przypadku wykonania wierceń geologicznych, które by przeszły przez osady jeziorne, glacyfluwialne oraz glacialne i dotarły do granitowego podłoża skalnego. Przepisy o ochronie przyrody w Tatrzańskim Parku Narodowym oraz ogromne koszty prac geologicznych uniemożliwiają przeprowadzenie takich badań, jednak z pomocą mogą przyjść metody geofizyczne, które bez naruszania struktury podłoża pozwalają rozpoznawać osady wypełniające dno doliny. Badania geofizyczne podjęto w zespole mieszanym, geofizyczno-geomorfologicznym, w ramach projektu badawczego nr 6PO4E 019 08 „Schyłek wysokogórskiego zlodowacenia w Tatrach”, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych.

DOTYCHCZASOWE BADANIA GEOFIZYCZNE W TATRACH

Metody geofizyczne, oprócz metod termicznych, nie znalazły dotychczas szerszego zastosowania w badaniach tatrzańskich. Kilka przykładów badań geofizycznych omówionych w literaturze (np. Kotarba i in. 1977; Marchewka i in. 1978; Borowiec i in. 1981) wykazało trudności pomiarowe i metodyczne w skomplikowanych warunkach górskich, a równocześnie naświetliło niewystarczające możliwości aparatury geofizycznej w rozwiązywaniu zagadnień geomorfologicznych i geologicznych w małej skali. Najbardziej interesujące okazały się sondáže geofizyczne wykonane w Dolinie Małej Łąki w 1976 r. Profil podłużny i profile poprzeczne przez Wielką Polanę pokazały, że pod płaskim dnem znajduje się zagłębienie o głębokości do 65 m, wyorane przez plejstocenijskie lodowce. Sondowania elektrooporowe pozwoliły na zinterpretowanie przypuszczalnego rodzaju pokryw wypełniających dno Doliny Małej Łąki. Wynika z nich, że u schyłku zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki istniało jezioro, które w okresie późniejszym zostało całkowicie wypełnione osadami fluwio-glacialnymi i fluwialnymi (Kotarba i in. 1977).

Mając na uwadze te wyniki, badania geofizyczne ponowiono w latach 1993–1995. Zespół pracowników Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN i Zakładu Geofizyki Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Krakowie podjął prace zmierzające do określenia miąższości osadów lodowcowych zalegających na granitowym podłożu oraz osadów późnoglacialnych i holocenijskich nie-lodowcowych, złożonych w ostatnich kilkunastu tysiącach lat w Morskim Oku.

W ostatnich latach, w związku z dużym postępem w zakresie konstrukcji



Ryc. 1. Plan batymetryczny misy Morskiego Oka oraz lokalizacja profilowań geofizycznych i wiercien

Bathymetric plan of the Morskie Oko basin and location of geophysical profiles and wells

systemów pomiarowych i komputerowych, przejawiającym się wzrostem dokładności i zmniejszeniem wagi oraz ceny systemów pomiarowych, powstały warunki do wprowadzenia metod geofizycznych w nowe obszary zastosowań. Dotyczy to zwłaszcza obiektów o małym zasięgu głębokościowym, gdzie wymagana jest duża rozdzielczość metod i mała wrażliwość na zakłócenia. Mimo że w wielu zagadnieniach metody geofizyczne nie spełniają nadal oczekiwań geologów czwartorzędu i geomorfologów, wydaje się, że każda z metod geofizycznych może być zastosowana w problematyce tatrzańskiej – zarówno w zagadnieniach strukturalnych, jak i w badaniach jaskiń czy stawów wysokogórskich (np. Larocque, Shilts 1986; Niessen i in. 1993).

Celem niniejszej pracy jest wyznaczenie miąższości osadów i określenie morfologii granitowego podłoża masy Morskiego Oka oraz prześledzenie morfologii podłoża granitowego na bezpośrednim przedpolu Morskiego Oka, tj. do Zakrętu Ejsmonda.

Podjęcie badań geofizycznych było uzasadnione, gdyż w latach poprzedzających omawiane prace, zespół geomorfologiczny wykonał badania osadów limnicznych. Pobrano rdzenie osadów holocenijskich sondą Livingstona, zmodyfikowaną w Instytucie Geografii Fizycznej Uniwersytetu Sztokholmskiego (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Rdzenie pochodzą z centralnej części jeziora (stanowiska MOR-1, MOR-2 i MO-89, ryc. 1). Określono strukturę osadów za pomocą analizy zdjęć rentgenowskich oraz wykonano analizy zawartości substancji organicznej w odstępach co 2 cm i określono gęstość osadów.

MOŻLIWOŚCI ZASTOSOWANIA METOD SEJSMICZNYCH DO BADANIA MIĄŻSZOŚCI OSADÓW W JEZIORACH TATRZAŃSKICH

Celem terenowych prac geofizycznych przeprowadzonych w latach 1993–1995 w Dolinie Rybiego Potoku oraz w Dolinie Suchoj Wody było wypróbowanie i zastosowanie odpowiednich metod, które mogłyby posłużyć do określenia miąższości osadów czwartorzędowych. Znane są specjalne metody oparte na sondowaniu wykonywanym z pływającej łodzi, ale są one kosztowne i wymagają zastosowania precyzyjnych metod lokalizacji punktów pomiarowych (Hansen 1993).

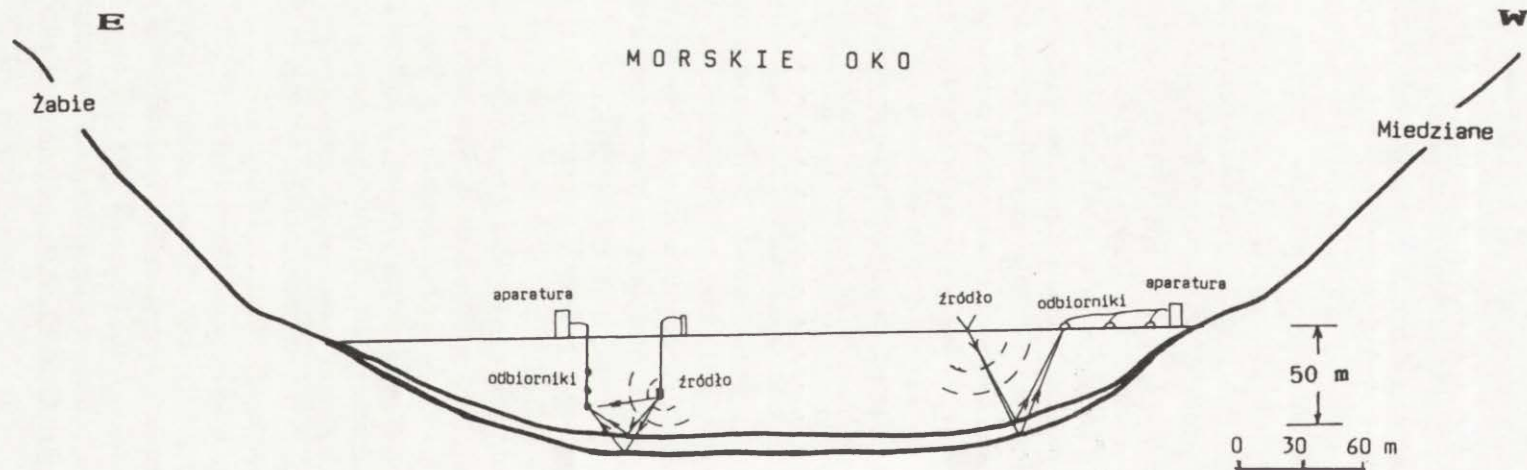
Ze względu na dostępność prostszego i tańszego sprzętu zdecydowano się na realizację badań sejsmicznych w Morskim Oku w wariacie rozstawu pionowego. Pomiar polega na wyznaczaniu czasu przebiegu fali sprężystej od źródła do detektorów energii sprężystej. Dobiera się taki schemat obserwacji, aby fala uległa odbiciu lub załamaniu na granicach sejsmicznych korelujących z granicami geologicznymi (litologicznymi). Przyjęto, że pomiary w zimie na płycie lodowej powinny ułatwić lokalizację profili, zapewnić stabilność rozstawów oraz bezpieczeństwo w trakcie pomiarów. W początkowym okresie badań wykonano pomiary za pomocą bezpiecznego dla środowiska źródła elektrohydrodynamicz-

nego i odbiorników umieszczonych w pionowej sondzie hydrofonowej, wpuszczanych do wody przez otwór w lodzie (ryc. 2). W celu otrzymania najlepszej rozdzielczości umieszczano źródło i odbiorniki energii sejsmicznej w pobliżu osadów. Przy częstotliwości źródła około 1500 Hz można było oczekiwać teoretycznej zdolności do wydzielenia pakietów osadów o miąższości rzędu 10 cm. Miąższości poszczególnych warstewek są znacznie mniejsze, toteż taka rozdzielczość może służyć do rozpoznania w zapisie pakietów warstewek związanych z sedymentacją w dłuższym przedziale czasu i mało różniących się od siebie pod względem parametrów sprężystych. Ponadto spodziewano się, że zapis uzyskany w wyniku zsumowania się pojedynczych odbić w obrębie cienkowarstwowego pakietu osadów będzie zinterferowany, co obniży efektywną rozdzielczość. Zakładając bardzo wyraźny kontrast prędkości między osadami i podłożem granitowym, gdzie fale odbite od granitu powinny mieć niezaburzony kształt i stałą częstotliwość, przyjęto, że możliwe będzie wyznaczenie miąższości osadów w funkcji czasu przebiegu fali od stropu osadów do stropu podłoża granitowego. Natomiast do wyznaczenia miąższości w metrach potrzebna jest znajomość prędkości fali sejsmicznej w przedziale miąższości osadów. Dotychczas nie wykonywano takich pomiarów na próbkach, a więc prędkość fali w osadach można określić jedynie szacunkowo, bazując na informacjach o przybliżonej sumarycznej miąższości osadów w otworach MOR-1, MOR-2 i MO-89 i na opinii, że w jeziorach tatrzańskich dotychczas nie stwierdzono miąższości osadów większej niż 4 m.

Zastosowane w trakcie badań częstotliwości wysyłanego sygnału sejsmicznego nie są optymalne, gdyż w celu uzyskania wyższej rozdzielczości należałoby generować drgania o wyższych częstotliwościach, ale takie częstotliwości są bardzo silnie tłumione i w rezultacie mają mniejszy zasięg penetracji. Przy niższych częstotliwościach zdolność rozdzielcza jest wprawdzie mniejsza, ale zasięg głębokościowy większy i można się spodziewać wyraźnych odbić fali od podłoża granitowego.

Model sejsmogeologiczny badanego ośrodka sprzyja powstawaniu fal wielokrotnie odbitych między taflą lodową a dnem granitowym, gdyż kontrasty twardości akustycznej między lodem a wodą oraz osadami a podłożem granitowym są bardzo duże. Jak wykazały wyniki prac terenowych, należy tak sytuować źródło i odbiorniki, aby odbicia od granic w obrębie osadów przypadały na obszar czasowy niezakłócony przez odbicia wielokrotne. Dlatego dla każdego punktu pomiarowego w zależności od głębokości dna należało dobrać położenie źródła i odbiorników oraz długość czasu rejestracji.

Do realizacji planowanych celów zastosowano 24-kanałowy cyfrowy system pomiarowy Terraloc Mk3 (prod. ABEM – Szwecja) o szerokim pasmie przenoszonych częstotliwości z zapisem na dyskietkach. Źródłem drgań w wodzie był generator elektrohydrodynamiczny BGS Superspark (prod. Campus BGS – Wielka Brytania), a na lodzie – młot udarowy. Jako odbiorniki w pomiarach w wodzie służyły hydrofony DH-4 (prod. Omni Quest Int. – Holandia), na lodzie stosowa-



Ryc. 2. Schemat obserwacji sejsmicznych wykonanych na płycie lodowej Morskiego Oka
Illustration of seismic measurements on ice cover of the Morskie Oko Lake

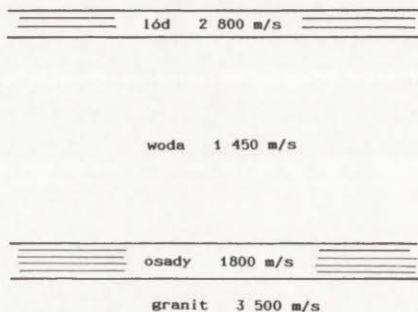
no wysokoczęstotliwościowe geofony L-40a (prod. Mark Prod. – USA). Dane rejestrowane na dyskietkach 3.5' poddawano przetwarzaniu w systemie Vesna (Spectratec – USA) i w programach specjalnie przygotowanych do danych otrzymanych w trakcie pomiarów w jeziorach.

METODYKA POMIARÓW

Badania sejsmiczne przeprowadzono zimą na lodzie pokrywającym jezioro. W pierwszym etapie badań w 1993 r. wykonano wzdłuż profilu C (ryc. 1) dziewięć pionowych profilowań sejsmicznych, sytuując źródło hydrodynamiczne począwszy od tafli lodowej w dół do dna. Zadaniem tych obserwacji była potrzeba zdefiniowania sygnału wysyłanego ze źródła, jego kształtu i długości oraz określenia geometrii schematu obserwacyjnego. Przetestowano odległości pomiędzy hydrofonami a źródłem, głębokości umieszczania źródła, liczbę sumowań itp. W celu określenia stosunków prędkościowych w obrębie osadów przeprowadzono profilowanie refrakcyjne i refleksyjne na przekroju poprzecznym C przebiegającym przez otwór MOR-1 (ryc. 1). Otrzymane rejestracje wykazały bardzo silne rewerberacje, czyli odbicia wielokrotne między lodem a stropem osadów oraz intensywne fale dyfrakcyjne powstające na głazach w pobliżu brzegów i przy dużym nachyleniu dna.

Model sejsmogeologiczny jeziora przykrytego taflą lodową przedstawia rycina 3. Dla źródła fali sprężystej umieszczonego w takim ośrodku obraz falowy charakteryzuje się występowaniem odbić wielokrotnych powstających pomiędzy dnem a płytą lodową. Osady denne mają stosunkowo niewielką miąższość i nie jest możliwe zarejestrowanie ewentualnych rewerberacji wewnątrz warstwowań. Istotnym zakłóceniem jest również fala rozchodząca się w lodzie, gdyż zakłóca ona fale odbite od osadów, przychodząc do odbiorników umieszczonych na lodzie w tym samym czasie. W trakcie badań terenowych w 1993 r. stwierdzono w dowiązaniu do otworu MOR-1, że kontrast twardości akustycznej (iloczyn prędkości i gęstości świadczący o jakości granicy sejsmicznej) na granicy między wodą a stropem osadów jest nieduży, co powoduje, że jest to słaba granica odbijająca. Wyraźne odbicie powinna dać dopiero granica między osadami a podłożem granitowym i odzwierciedlić się w zapisie jako silny refleks.

Do ciągłego śledzenia osadów zastosowano więc metodę refleksyjną, gdyż zakładano, że wyraźna granica odbijająca wyznaczy przebieg granitowego podłoża. Odejmując od tej głębokości głębokość do stropu osadów wyznaczoną batymetrycznie albo z innych pomiarów, określimy miąższość osadów. Wykonane w 1993 r. profilowania refrakcyjne wykazały, że kontrast prędkości między osadami a podłożem granitowym nie zawsze jest tak wyraźny, jak można się było spodziewać. Wskazuje na to wysoka wartość kąta granicznego, przy którym pojawiała się fala refrakcyjna. Zjawisko to może być spowodowane charakterem granitowego dna. Taki obraz może dawać spękany granit albo głazy pokrywające



Ryc. 3. Model sejsmogeologiczny Morskiego Oka przykrytego taflą lodową
Seismogeological model of the Morskie Oko Lake with ice cover

dno i powodujące rozpraszanie energii sejsmicznej. Duża zmienność parametrów sprężystych na granicy wiązanej ze stropem granitu może powodować znaczne zróżnicowanie prędkościowe wzdłuż tej granicy i w rezultacie jej słabą dynamikę w zapisie sejsmicznym. Należy również zaznaczyć, że drobnolaminowany osrodek, jaki tworzą osady, jest ośrodkiem bardzo silnie tłumiącym fale sejsmiczne, co również przyczynia się do zmniejszenia amplitudy fali odbitej od dna granitowego. Z wymienionych powodów uznano za niecelowe stosowanie metody refrakcyjnej do badania osadów dennych, zwłaszcza w odniesieniu do profili poprzecznych, gdzie dodatkowo podłoże jest silnie nachylone.

W celu skartowania podłoża granitowego wzbudzano falę udarowo na powierzchni lodu i rejestrowano odbicia przy użyciu geofonów rozmieszczonych wzdłuż profili na płycie lodowej. Pomiary metodą fal odbitych wykonano poprzez wielokrotne profilowania poziome. Odległość między odbiornikami wynosiła 5 m, a między punktami wzbudzenia 10 m. Każdy odcinek dna Morskiego Oka prześledzono wzdłuż profili sejsmicznych sześciokrotnie, uzyskując informację o głębokości podłoża granitowego co 2,5 m. Pionowe profilowania do określenia miąższości osadów wykonano wzdłuż profilu B w 19 punktach usytuowanych co 30 m (przy brzegach co 15 m) oraz w sześciu punktach usytuowanych co 100 m na profilu A, poczynając od strony Miękusowieckiego Szczytu.

Pierwszy etap badań umożliwił określenie parametrów modelu sejsmogeologicznego i ustalenie geometrii schematów obserwacyjnych. Bardzo dokładnie wyznaczono prędkość fali w wodzie równą 1450 m/s. Prędkość średnią w osadach określono na podstawie ich przypuszczalnej miąższości w otworze MOR-2 i przyjęto równą $V_{sr} = 1800$ m/s. Jest to wartość przybliżona, zależna od ilości frakcji organicznej i mineralnej. Przyjmując miąższość osadów w pewnych rejonach jako stałą, można ze zmian czasu przebiegu fali w osadach podjąć próbę ich rozróżnienia ze względu na budowę. Do dalszych prac w obrębie jeziora wybrano wielokrotne poziome profilowania refleksyjne do śledzenia morfologii podłoża granitowego oraz profilowania pionowe do określenia miąższości osadów. W 1994 r. wykonano trzy profile refleksyjne: profil A wzdłuż osi jeziora od schroniska PTTK pod ścianę Miękusowieckiego Szczytu (Zielony Piarg) i dwa pro-

file poprzeczne B i C (ryc. 1) oraz 19 pionowych rozstawów na profilu B i 6 pionowych rozstawów na profilu A.

WYNIKI INTERPRETACJI BADAŃ SEJSMICZNYCH

ROZSTAW PIONOWY

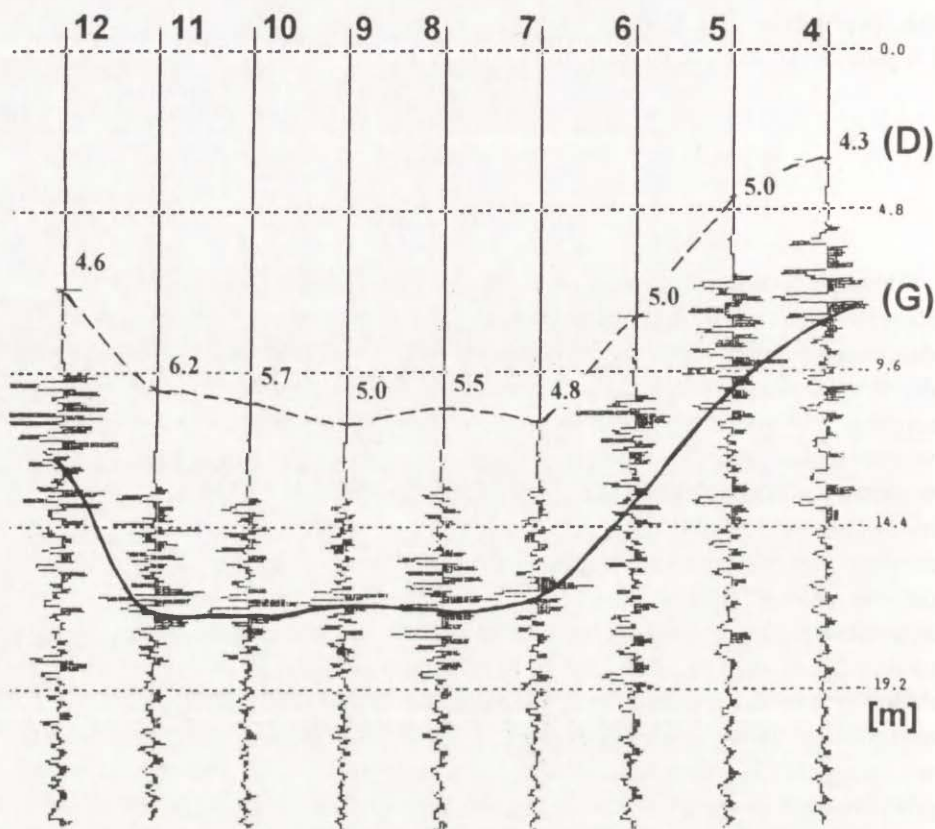
Uwzględniając przedstawione wcześniej zastrzeżenia dotyczące dokładności rozpoznania osadów, wykonano korelację zapisów pionowych profilowań z modelem sejsmogeologicznym. Należało określić kryteria korelacji w odniesieniu do poszczególnych przebiegów i dowiązać je do granic geologicznych. Z analizy rejestracji w punktach położonych w głębszych strefach jeziora wynika, że w większości punktów zapis w swej początkowej części jest wysokoczęstotliwościowy o małej amplitudzie, co wskazuje na jednolity charakter i słabe zróżnicowanie osadów pod względem własności sprężystych. W dalszej części zapisu pojawiają się refleksy o niższej częstotliwości i większej amplitudzie, co odpowiadałoby frakcjom bardziej gruboziarnistym o lepszych parametrach sprężystych. Refleksy te pojawiają się sporadycznie i prawdopodobnie odpowiadają utworom morenowym. Przyjęto, że najsilniejszy refleks o niższej częstotliwości odpowiada podłożu granitowemu (oznaczenie G na ryc. 4), ale należy również uwzględnić tłumienie energii sejsmicznej w wyżej leżących osadach bogatszych w substancje organiczne. Korelację przeprowadzono według kształtu sygnału, gdyż brak jest pewnego dowiązania granicy sejsmicznej do podłoża i nieznane są wartości prędkości w osadach. Przy tak zdefiniowanym kryterium obliczono, że średnia prędkość fali P w osadach wynosi około 1800 m/s. Jest to prędkość niewiele większa od prędkości fali w wodzie (1450 m/s) i odpowiada luźnym zawodnionym utworom organicznym połączonym z frakcją mineralną w zmiennym stosunku. Na podstawie wykonanej korelacji można wyróżnić następujące strefy:

I – strefę z bardzo cienkimi osadami, lokalizowaną na skłonach podłoża granitowego,

II – strefę z osadami silnie tłumiącymi fale sejsmiczne – prawdopodobnie nieskonsolidowane, drobnofrakcyjne osady o miąższości ponad 4 m,

III – strefę z osadami, które są poprzedzielane warstewkami o lepszych parametrach sejsmicznych, prawdopodobnie bardziej mineralne i związane z występowaniem dużych bloków skalnych.

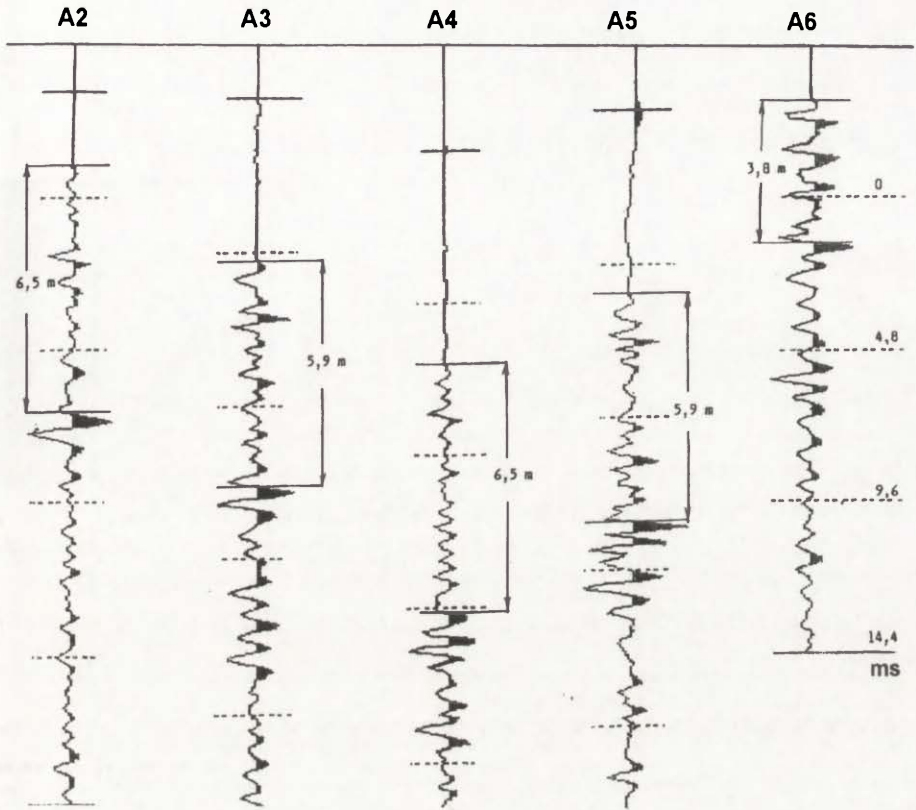
Korelacja pionowych profilowań wzdłuż profilu B jest przedstawiona na rycinie 4. Aby powiązać te pomiary z profilowaniem refleksyjnym wykonano w 6 punktach na profilu A pionowe profilowania sejsmiczne. Wyniki przedstawiono na rycinie 5. W celu interpretacji otrzymanych zapisów porównano je z krzywymi strat prażenia, które są miarą zawartości substancji organicznej w osadzie, otrzymanymi dla trzech rdzeni pobranych w Morskim Oku w punktach MOR-1,



Ryc. 4. Wyniki pionowego profilowania refleksyjnego wzdłuż profilu B (ryc. 1). Cyfry oznaczają miąższość osadu postglacialnego, wypełniającego misę i spoczywającego na podłożu granitowym lub na blokach granitowych, morenowych: D – współczesne dno jeziora, G – podłoże granitowe lub blokowisko granitowe

Vertical reflection profiling results along profile B (Fig. 1). Numbers show thickness of postglacial sediment deposited on granite bedrock or glacial drift: D – present-day lake bottom, G – granite bedrock or glacial drift (granite boulders)

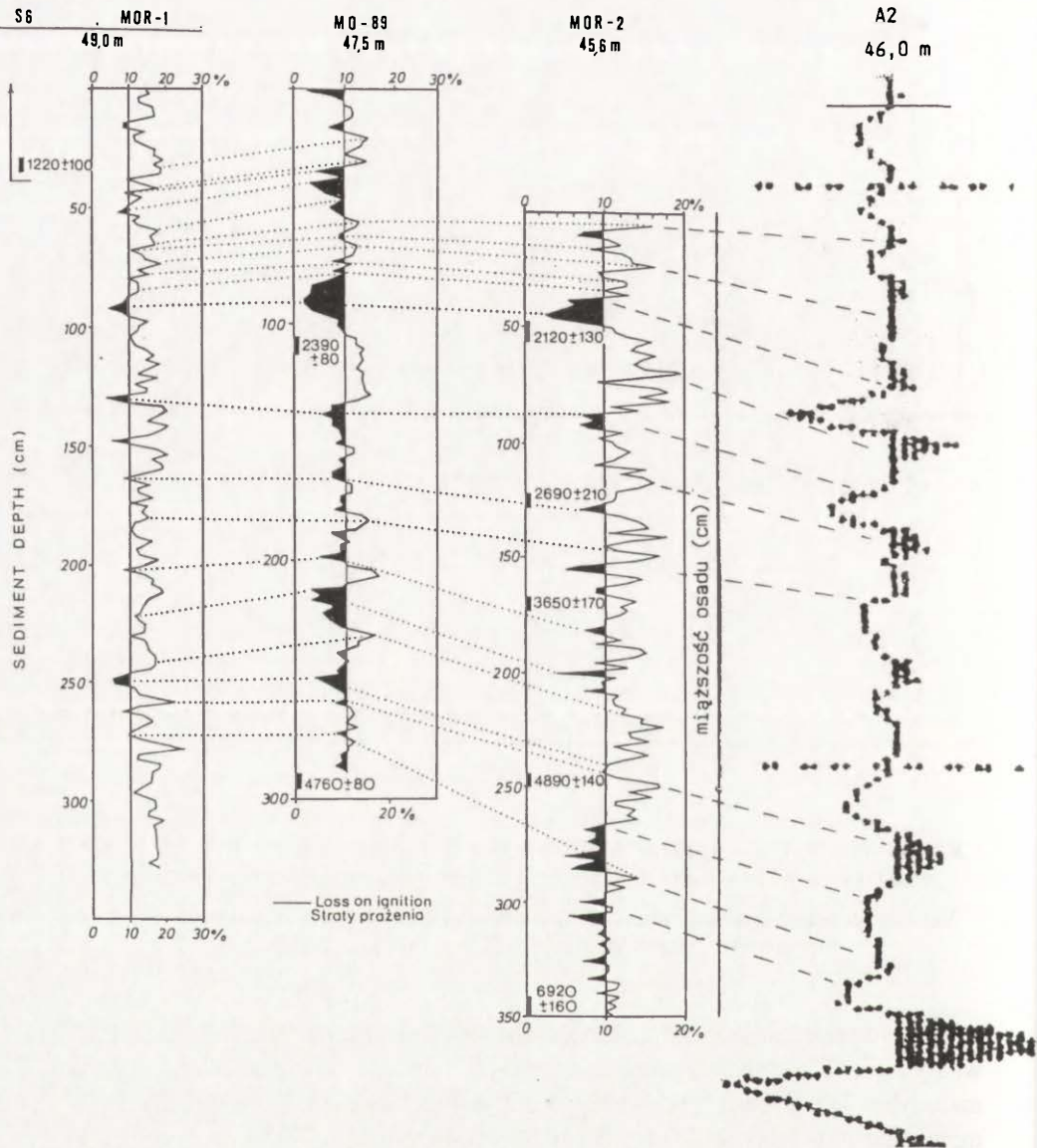
MOR-2 i MO-89 (ryc. 6). Krzywe te wykazują pewne podobieństwo między sobą, chociaż dynamika zmian w poszczególnych rdzeniach jest nieco inna. Dla porównania z zapisem sejsmicznym określiliśmy najbardziej charakterystyczne miejsca na krzywych prążenia. Na głębokości około 90 cm od stropu osadów w MOR-1 i MO-89, a na 50 cm w MOR-2 obserwujemy minimum na wszystkich krzywych. Następnie występuje dosyć rozległe maksimum, po którym wahania strat prążenia są mniejsze. Na głębokości około 2,5 m od stropu osadów występuje ponownie minimum wartości wyprążenia. Te charakterystyczne punkty widoczne są na zapisach sejsmicznych otrzymanych w najgłębszych partiach jeziora, gdzie podłoże i osady położone są poziomo. W obrębie nachylonego, wypływającego się dna pokrytego głazami, sygnał wysyłany przez źródło może ulegać



Ryc. 5. Wyniki pionowego profilowania sejsmicznego wzdłuż profilu A (ryc. 1) – profil podłużny misy Morskiego Oka. Przedstawiono miąższość osadów postglacialnych
 Vertical reflection profiling results along profile A (Fig. 1) – longitudinal profile of the Morskie Oko basin. Postglacial sediment thickness is presented

odbiciu równocześnie w kilku miejscach, dając zinterferowany i nieinterpretowalny zapis. Dla stref nachylonego stromo dna należałoby wypracować specjalną metodykę. Jak wspomniano wyżej, osady denne nieskonsolidowane, cienkolinowane stanowią ośrodek bardzo silnie tłumiący energię sejsmiczną, co powoduje, że odbicia na granicy osadów i podłoża granitowego mogą mieć małą amplitudę.

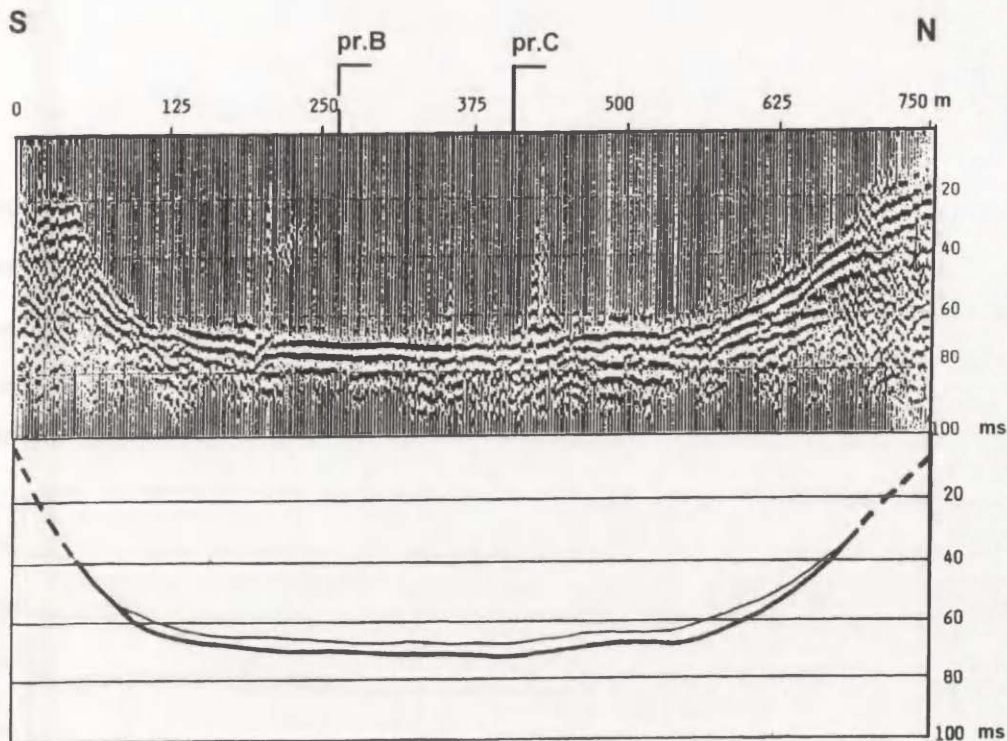
Z porównania wszystkich zapisów wynika, że obserwuje się wyraźny zanik energii po czasie odpowiadającym odbiciu od podłoża. To kryterium może być również zastosowane do profilowań usytuowanych w środkowej części jeziora. Przyjmując omówione kryteria, podjęto próbę wykreślenia granic w obrębie środkowej części profilu A (ryc. 5). W strefach nachylonego dna zapis sejsmiczny staje się niskoczęstotliwościowy o zróżnicowanej dynamice i większych amplitudach, co jest prawdopodobnie związane z osadami o większej zawartości części mineralnych i występowaniem głązów.



Ryc. 6. Porównanie wyników pionowego profilowania sejsmicznego w punkcie A2 na profilu A (ryc. 1) z krzywymi zawartości substancji organicznej (krzywe strat prażenia) w rdzeniach MOR-1, MOR-2, MO-89

Comparison between vertical reflection profiling at point A2 on profile A (Fig. 1) and organic matter content curves in wells MOR-1, MOR-2 and MO-89

PROFIL A



Ryc. 7. Sejsmiczny profil podłużny misy Morskiego Oka (profil A na ryc. 1) ilustrujący kształt podłoża i współczesnego dna jeziora

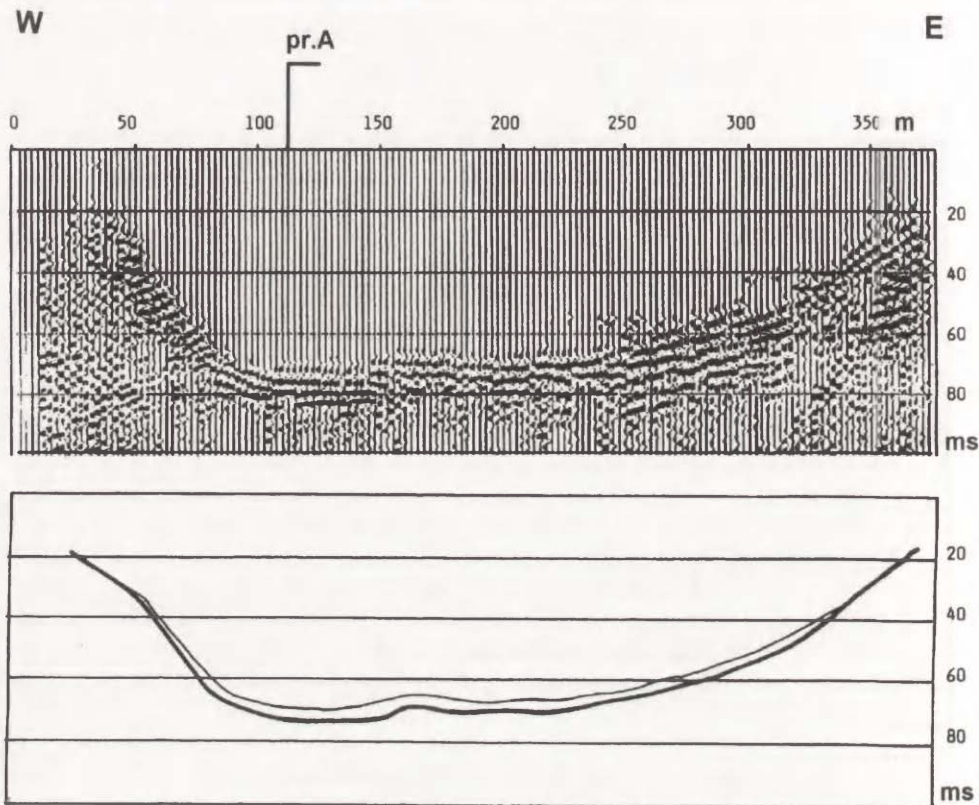
Longitudinal seismic reflection profile A (profile on Fig. 1) for the Morskie Oko basin illustrating granite basement and present-day bottom

ROZSTAW POZIOMY

Poziome profilowania refleksyjne pozwoliły na określenie morfologii dna misy na profilu A (ryc.7), profilu B (ryc. 8) i profilu C (ryc. 9). Przebieg podłoża granitowego przy brzegach jest wyznaczony z pewnym przybliżeniem, gdyż odbicia od dna są tam zaburzone falami rozproszonymi na gładkach.

Uzyskany obraz pozwala na odwzorowanie przebiegu dna z dużą szczegółowością, niemożliwą do odtworzenia w skali rysunku. Na podstawie przekroju A (ryc. 7), uzupełnionego profilem prostopadłym, można zlokalizować strefę o największej głębokości – miejsce, w którym należałoby wykonać dokładne pomiary głębokości oraz ewentualnie pobrać pełny rdzeń osadów. Na profilu B (ryc. 8) widoczna jest strefa, gdzie otrzymaliśmy odbicia boczne od garbu biegnącego od brzegu (Mały Piarzek). Istnienie tego podwodnego garbu wykazały pomiary batymetryczne wykonane w 1929 r.

PROFIL B



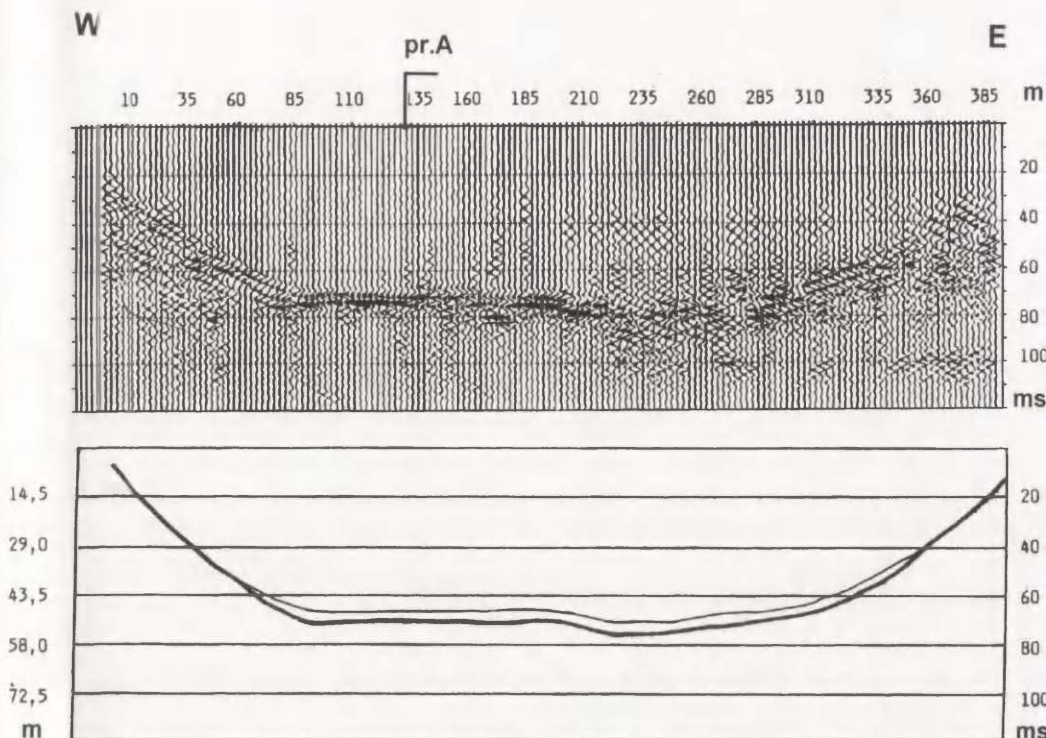
Ryc. 8. Sejsmiczny profil poprzeczny refleksyjny – profil B (ryc. 1)

Transversal seismic reflection – profile B (Fig. 1)

BADANIA SEJSMICZNE W DOLINIE RYBIEGO POTOKU

Badania sejsmiczne wykonane na płycie lodowej Morskiego Oka w latach 1993 i 1994 pozwoliły na odwzorowanie przebiegu granitowego podłoża pod jego dnem. Kierunek wynurzania podłoża przy schronisku wskazywał na niewielką głębokość podłoża w rejonie moreny czołowej, na której stoi budynek schroniska PTTK. W październiku 1994 r. wykonano na odcinku doliny od schroniska do Zakrętu Ejsmonda kilka profili refrakcyjnych (ryc. 10) w celu zbadania przebiegu stropu podłoża granitowego. Badania te można uważać za wstępne rozpoznanie stosunków prędkościowych w nadkładzie i w podbżu. Przypuszczano, że kontrast prędkości na granicy nadkładu i podłoża powinien być bardzo wyraźny i zapewniający powstanie fali refrakcyjnej. Metoda fal odbitych ze względu na prawdopodobną obecność głązów w nadkładzie i jego niejednorodny charakter wymagałyby znacznego wysiłku pomiarowego przy śle-

PROFIL C



Ryc. 9. Sejsmiczny profil poprzeczny refleksyjny – profil C (ryc. 1)

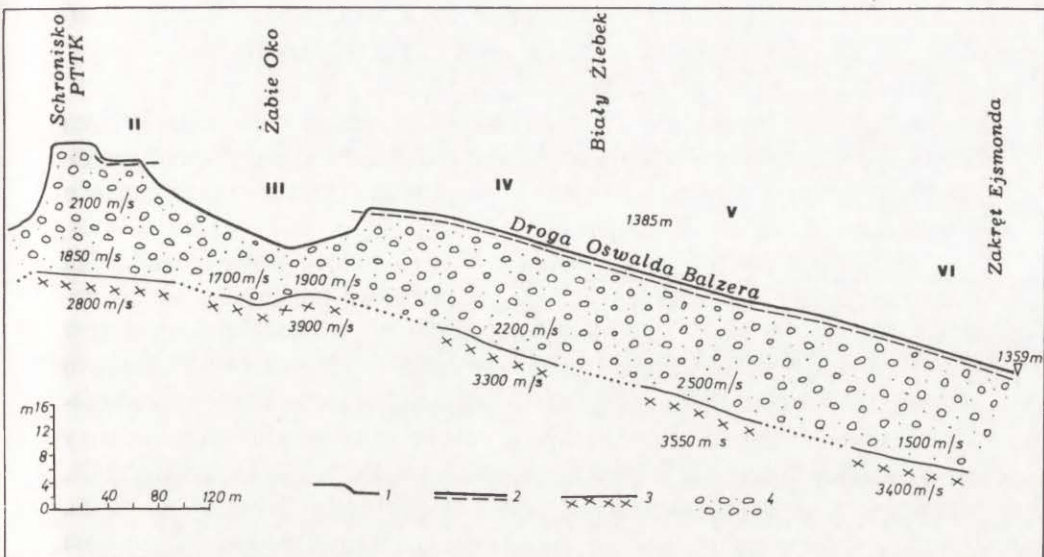
Transversal seismic reflection – profile C (Fig. 1)

dzeniu podłoża. Uzyskane wyniki z zastosowaniem systemu pomiarowego Teraloc Mk3 i źródła udarowego EWG-III pozwoliły na wydzielenie granicy refrakcyjnej o wysokiej prędkości granicznej (ryc. 11). Najmniejszą wartość prędkości granicznej w podłożu obserwujemy na morenie czołowej w pobliżu schroniska (2800 m/s). Poniżej schroniska wartości prędkości granicznej wzrastają i zmieniają się w przedziale 3300–3900 m/s. Znacznie bardziej zróżnicowane prędkościowo są utwory czwartorzędowe stanowiące nadkład. Najmniejszą wartość osiągają w rejonie Rybich Stawków poniżej schroniska (1700 m/s), a w niażę przemieszczania się z biegiem doliny prędkości te wzrastają. Jedynie w okolicy Zakrętu Ejsmonda charakteryzują się zmniejszoną prędkością (1500 m/s). Na odcinku od Żabiego Oka do końca profilu podłoże przebiega zgodnie z powierzchnią morfologiczną na głębokości od 14 m do około 20 m. Głębokość ta jest wyznaczona w przybliżeniu, gdyż nie posiadamy, potwierdzonych wierceniach, informacji o jej wielkości w żadnym punkcie profilu, a prędkość w nadkładzie czwartorzędowym jest obciążona dość dużym błędem. Wielkość tego błędu wpływa bezpośrednio na błąd wyznaczenia głębokości podłoża.



Ryc. 10. Lokalizacja profilów refrakcyjnych w Dolinie Rybiego Potoku od schroniska PTTK po Zakręt Ejsmonda na tle mapy sytuacyjno-wysokościowej, OPGK, Kraków, 1965

Location of longitudinal seismic refraction profile along the Rybi Potok Valley from PTTK mountain hut to the Ejsmond bend



Ryc. 11. Profil podłużny morfologiczny i refrakcyjny Doliny Rybiego Potoku od schroniska PTTK po Zakręt Ejsmonda. Podano prędkości rozchodzenia się fal sprężystych oraz określono granicę podłoża skalnego i osadów czwartorzędowych

1 – powierzchnia morfologiczna (profil podłużny), 2 – odcinek profilu podłużnego poprowadzony Drogą Oswalda Balzera, 3 – stwierdzone granice podłoża skalnego i czwartorzędowego, 4 – czwartorzęd

Morphological profile and refraction section along the Rybi Potok Valley from PTTK mountain hut to the Ejsmond bend. Seismic velocities and boundary between granite bedrock and Quaternary sediments are shown

1 – surface profile, 2 – surface profile along the Oswalda Balzer Road, 3 – boundary between granite bedrock and Quaternary sediments, 4 – Quaternary sediments (glacial drift and slope deposits)

Kształt powierzchni podłoża odwzorowany jest na tyle prawidłowo, na ile poprawne jest założenie o stałej prędkości średniej w nadkładzie na długości rozstawu. W okolicy Żabiego Oka w podłożu zarysowuje się stopień oraz przełębienie wyjaśniające lokalizację w tym miejscu stawków i podmokłości.

W październiku 1995 r. wykonano uzupełniające badania sejsmiczne wzdłuż północnego brzegu Morskiego Oka od miejsca, gdzie ścieżka turystyczna opadająca stromymi stopniami doprowadza do powierzchni stawu. Stąd wyznaczono linię pomiarową wzdłuż brzegu jeziora na odległość 115 m, przekraczając Rybi Potok w kierunku stoków Żabiego (ryc. 10). Punkt końcowy wyznaczonego profilu znajdował się na prawym brzegu Rybiego Potoku w odległości 10 m od koryta. Profilowanie refrakcyjne wykonano przy rozstawie geofonów co 5 m oraz eksperymentalnie dla krótszego odcinka co 0,5 m. W ten sposób uzyskano dane na temat stosunków prędkościowych w nadkładzie czwartorzędowym.

INTERPRETACJA GEOMORFOLOGICZNA UZYSKANYCH WYNIKÓW GEOFIZYCZNYCH

Sondaże geofizyczne pokazały w sposób jednoznaczny, że misa jeziorna Morskiego Oka jest pochodzenia erozyjnego. Wykazały to profile geofizyczne wykonane wzdłuż i w poprzek jeziora oraz profilowanie od starego parkingu przy schronisku PTTK do Zakrętu Ejsmonda.

Profil poprzeczny B (ryc. 4) pokazuje, że w centralnej, płaskodennej części jeziora miąższość osadów postglacjalnych pochodzenia limnicznego jest podobna i wynosi od 4,8 do 6,2 m w najgłębszej części. Na wschodnim skłonie misy miąższość tych osadów osiąga do 5,0 m, a na skłonie zachodnim 4,6 m. Może to świadczyć o większej dynamice stoków opadających z Żabiej Grani w porównaniu z aktywnością stoków Miedzianego w okresie po ustąpieniu lodowca z misy jeziornej. Duże miąższości osadów limnicznych, wyinterpretowane geofizycznie, występują w centralnej, najgłębszej części misy na głębokości około 50 m. Stwierdzono tam zapis sejsmiczny wskazujący na istnienie osadów o miąższości 6,2 m. Interpretacja sedymentologiczna, uwzględniająca średnie roczne tempo sedymentacji dla holocenu 0,5 mm (dla okresu ostatnich 7 tysięcy lat obliczono taką wartość na podstawie datowanych osadów w rdzeniu MOR-2) oraz przyjmująca, że osady drobnofrakcyjne mineralno-organiczne przedholoceńskie stanowią 1/3 całej postglacjalnej depozycji, prowadzą do wniosku, że maksymalna miąższość osadów jeziornych w Morskim Oku może osiągać 7,5 m. Jest to wartość przybliżona, nie poparta wierceniami, które by przebiły całą postglacjalną, drobnofrakcyjną serię. Wyinterpretowane na profilu poprzecznym B miąższości osadów limnicznych zostały potwierdzone na profilu podłużnym A (ryc. 5).

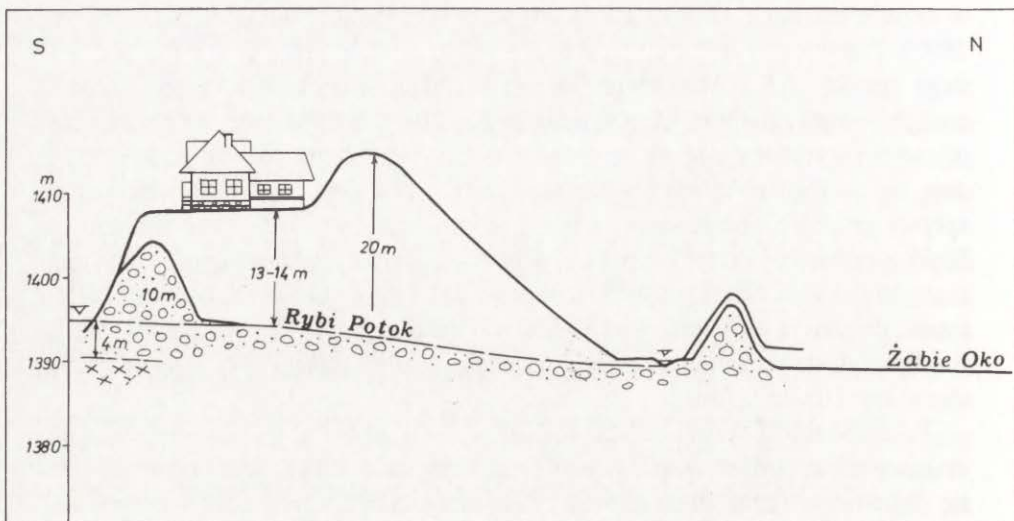
Jest cechą charakterystyczną misy Morskiego Oka, że istnieją w niej dwie części: północna i południowa. Przedziela je podwodny garb utworzony przez stożek napływowo-usypiskowy (Mały Piarzek) złożony w misie Morskiego Oka u wylotu Szerokiego Żlebu. Wcześniejsze badania sedymentologiczne (Baumgart-Kotarba i in. 1993) wykazały, że Szeroki Żleb pełnił w młodszym holocenie ważną funkcję w procesie depozycji osadów jeziornych. Ten wybitny żleb o długości 1 km ma nadwodny stożek o długości około 50 m, zaś jego część podwodna liczy około 100 m, dzieląc misę na dwie wspomniane części: północną (większą) i południową (mniejszą). Badania geofizyczne pokazały, że w osi przedłużenia Szerokiego Żlebu miąższości osadu drobnofrakcyjnego są mniejsze, rzędu 5,9 m (punkt A3), natomiast w basenach północnym i południowym miąższości rosną do 6,5 m (w punktach A4 i A2). Stwierdzone różnice miąższości osadów limnicznych wskazują, że na obrzeżeniu podwodnego stożka Szerokiego Żlebu istniały warunki do spokojnej sedymentacji dającej szanse utworzenia struktur sedymentacyjnych stawiących kompletny zapis zdarzeń geomorfologicznych, które miały miejsce w holocenie na stokach otaczających jezioro. Średnie tempo sedymentacji w basenie południowym określono na podstawie wiercenia MO-89 położonego blisko punktu geofizycznego A2. Osiąga ono wartość 0,63 mm/rok

w okresie ostatnich 4760 lat BP (Kotarba, w tym tomie, Baumgart-Kotarba i in. 1993). Przemieszczając się ku północnemu brzegowi jeziora do basenu północnego (punkty A5 i A6), stwierdza się, że miąższość osadów systematycznie maleje i osiąga zaledwie 3,8 m w punkcie A6. Powyższe stwierdzenie potwierdza wcześniej wyrażony pogląd, że główne źródła dostawy osadów do jeziora znajdują się w jego południowej części. Materiał jest dostarczany głównie przez spływy gruzowe, splukiwanie linijne i powierzchniowe oraz lawiny gruntowe. Stoki w północnej części jeziora (na północ od profilu poprzecznego C) znajdują się w strefie lasu. Szata roślinna stabilizuje stok i ogranicza strefę dostawy zwietrzelin do jeziora co najmniej od 8300 lat BP (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1994). Źródłami dostawy zwietrzelin są w tej części jeziora tylko rynny żlebow (Marchwiczny, Urwany, Żabi).

Poziome profilowania refleksyjne na przekrojach B i C (ryc. 8 i 9) pokazują ciekawy obraz podłoża granitowego. Zwłaszcza na profilu C (ryc. 9) zaznaczyła się charakterystyczna strefa odbicia zaburzona falami rozproszonymi, przypominającymi fale rozproszone uzyskiwane w strefie stromych gładzowych zboczy misy. Obecność takich odbić w obrębie płaskiego dna misy na profilu C i częściowo na profilu B pozwala przypuszczać, że w północnej części misy Morskiego Oka na głębokości ponad 43 m znajduje się nagromadzenie gładzów. Być może jest to morena gładzowa złożona w ostatniej fazie zamierania lodowca w misie jeziora.

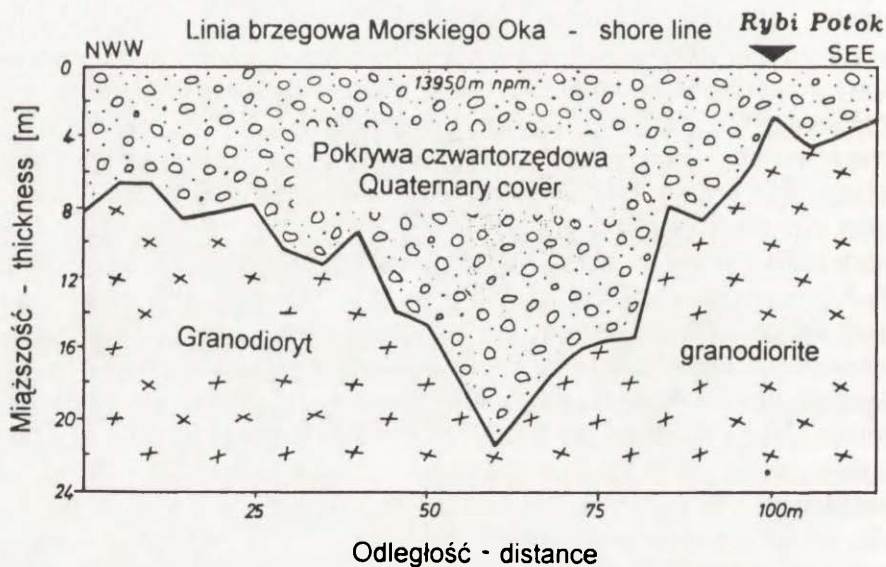
Profilowania w misie Morskiego Oka uzupełnione profilowaniami refrakcyjnymi na przedpolu jeziora od schroniska PTTK do Zakręt Ejsmonda (ryc. 10) zostały połączone w jeden ciąg dzięki uzupełniającym profilowaniom w październiku 1995 r. Profil refrakcyjny pokazał, że bezpośrednio na przedpolu moren Morskiego Oka miąższość czwartorzędu wynosi około 14–15 m, a na odcinku poprowadzonym po Drodze Oswalda Balzera gładzowa pokrywa czwartorzędowa może osiągać miąższość 20 m. Obniżenia Żabiego Oka i Małego Żabiego Oka nieprzypadkowo są zlokalizowane w tej części doliny. Tutaj bowiem stwierdzono wyraźne przegłębienie w granitowym podłożu, dające predyspozycję do utworzenia przepływowych jezierek i torfowisk (ryc. 11). Zdaniem M. Klimaszewskiego (1988, s. 479) poza misą Morskiego Oka brak progów i przegłębień w Dolinie Rybiego Potoku. Zdaniem tegoż autora „Nie jest jednak pewne czy odcinki przegłębione nie zostały zasypane utworami glacialnymi oraz glacialfluwialnymi. Wskazane jest kontynuowanie badań geofizycznych, jak np. w Dolinie Małej Łąki (Kotarba i in. 1977)”. Profil podłużny Doliny Rybiego Potoku pokazany na rycinie 11 ilustruje, że przypuszczenie M. Klimaszewskiego było uzasadnione, a stwierdzenie istnienia przegłębienia dna doliny stało się możliwe tylko dzięki badaniom geofizycznym. Stwierdzona miąższość osadów czwartorzędowych w Dolinie Rybiego Potoku, rzędu 20 m, jest stosunkowo niewielka.

Nieco inaczej wygląda morfologia podłoża podczwartorzędowego w strefie moreny czołowej recesyjnej zamykającej Morskie Oko. Profil I (ryc. 10) pokazuje, że rygiel skalny zamykający misę Morskiego Oka nie znajduje się blisko



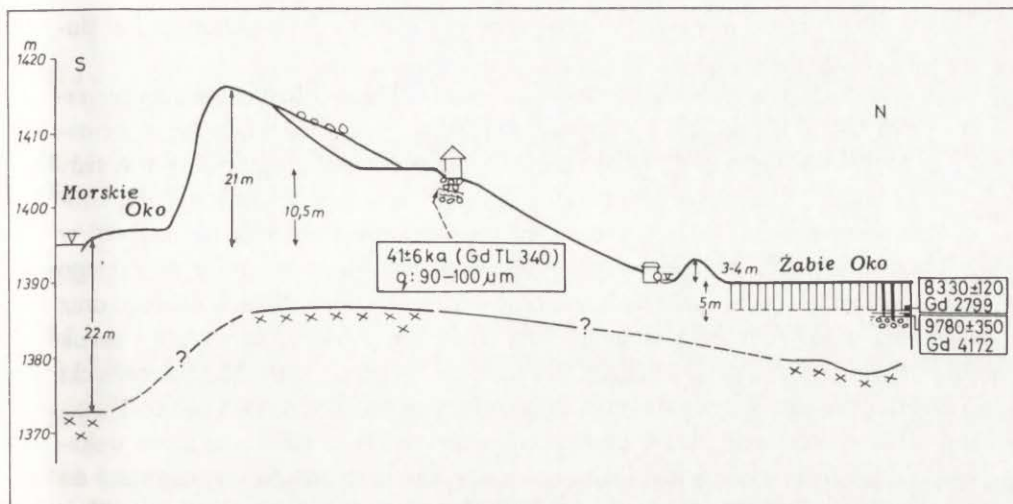
Ryc. 12. Przekrój morfologiczny przez wał moreny recesyjnej zamykającej Morskie Oko oraz nałożony profil podłużny Rybiego Potoku od jeziora po zagłębienie wytopiskowe Żabiego Oko. Zaznaczono położenie granitowego cokołu w stosunku do tafli Morskiego Oko

Morphological profile across recessional moraine ridge in front of the Morskie Oko Lake to dead-ice depression of the Żabie Oko Pond. Location of granite basement is shown below the lake level



Ryc. 13. Profil refrakcyjny wzdłuż brzegu Morskiego Oko (linia I na ryc. 10) pokazujący ukształtowanie granitowego podłoża podczwartorzędowego w osi Doliny Rybiego Potoku

Refraction profile along the Morskie Oko shore (line I on Fig. 10) demonstrating granite bedrock beneath Quaternary shaping in the middle of the Rybi Potok Valley



Ryc. 14. Przekrój morfologiczny przez kulminację wału moreny recesyjnej zamykającej Morskie Oko. Widoczna miąższość utworów czwartorzędowych oraz położenie granitowego cokołu. Wiek osadów określono metodą radiowęglową i TL

Morphological profile across culmination of recessional moraine ridge in front of the Morskie Oko Lake. Both thickness of Quaternary sediments and age (^{14}C and TL dating) is shown

powierzchni. Nawet w miejscu, gdzie uchodzi Rybi Potok miąższość osadów czwartorzędowych wynosi około 4 m (ryc. 12 i 13). Natomiast w środkowej części profilu w osi Doliny Rybiego Potoku, w odległości 60 m od początku (ryc. 13), czwartorzęd osiąga miąższość 22 m. W morfologii podczwartorzędowego, granitowego dna doliny istnieje rynna o szerokości około 35 m. Średnia miąższość nadkładu czwartorzędowego w stosunku do współczesnego poziomu jeziora wynosi około 10 m. W tym – dzisiaj kopalnym – poziomie podłoża skalnego została wycięta gardziel skalna o głębokości 12 m w okresie poprzedzającym ostatnie zlodowacenie. W czasie zlodowaceń rynna była wypełniona utworami czwartorzędowymi i został nałożony wał morenowy, na którym stoi schronisko PTTK. Sumaryczna miąższość osadów czwartorzędowych pod schroniskiem osiąga miejscami od 30 do 40 m (ryc. 14). Można przyjąć, że na system morenowy Morskiego Oka składają się zarówno starsze, jak i młodsze twory glacialne, a być może i glacyfluwialne. Datowane metodą termoluminescencji osady piaszczyste o frakcji 90–100 μm , zalegające 2 m pod fundamentami starego schroniska mają wiek 41±6 ka BP (GdTL-340). Pochodzą one z 0,5 m miąższości warstwy piaszczystej rozdzielającej dwa poziomy gładowe. Przypuszczalnie jest to nasada stożka glacyfluwialnego, na której została złożona morena recesyjna RP4, której wiek oszacowano na około 12 tysięcy lat. temu i skorelowano ze stadium daun w Alpach Wschodnich (Baumgart-Kotarba, Korarba 1994). Być może, że osady datowane metodą termoluminescencji można wiązać ze schył-

kiem stadiału Bystrej, wyróżnionego przez L. Lindnera, J. Nitychoruka i J. Butryma (1993).

Otwartą kwestią pozostaje pytanie, czy gardziel skalna fosylizowana utworami czwartorzędowymi jest pochodzenia erozyjnego, a więc wiąże się z wcinaniem spowodowanym morfogenetyczną działalnością wód proglacialnych w starszych okresach lodowcowych, czy też ma predyspozycję tektoniczną. K. Grochocka-Piotrowska (1970), wykonując fotointerpretację struktur nieciągłych w Tatrach Wysokich, nie zaznaczyła pionowego uskoku w osi misy Morskiego Oka. Zaznaczyła natomiast strefy uskokowe na zachodnich stokach Żabiego oraz w dolnej części stoków Marchwicznego. Jednak być może, że wyraźny uskok pionowy ciągnący się od Hińczowej Przełęczy, poprzez Mały Mięguszwowiecki Kocioł i trafiający na południowo-zachodni brzeg Morskiego Oka blisko Dwoistej Siklawy, ma kontynuację ku NE. Fosylizowana gardziel skalna może wskazywać, że uskok Hińczowej Przełęczy ma swoje przedłużenie co najmniej do rygła zamykającego misę Morskiego Oka. Przyjmując ten pogląd należy uznać, że gardziel ma charakter erozyjny o predyspozycji tektonicznej.

Badania geofizyczne wykonane w Dolinie Białej Wody po stronie słowackiej na odcinku od przejścia granicznego na Łysej Polanie do 300 m ponad połączeniem Białej Wody z Rybim Potokiem, pokazały, że miąższość czwartorzędu pod Holicą wynosi około 120 m. Ta geofizyczno-geologiczna interpretacja została jednak wykonana w części doliny zbudowanej ze skał mezozoicznych, tektonicznie potrzaskanych i noszących cechy wyraźnych przesunięć tektonicznych (Majovský, Hanzel 1991). Tak duża miąższość osadów czwartorzędowych może wynikać z trudności w rozróżnieniu luźnych utworów blokowych od potrzaskanego podłoża, dającego podobny sygnał geofizyczny. Biorąc jednak pod uwagę, że Dolina Białej Wody jako największa dolina tatrzańska miała też największe lodowce dolinne w plejstocenie, można sądzić, że przegłębienie rzędu 120 m jest możliwe, skoro w stosunkowo krótkiej Dolinie Małej Łąki powstało przegłębienie mające aż 65 m (Kotarba i in. 1977).

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dok. Geogr. 4-5, s. 9-30.
- 1994, *Schyłek vistulianu i holocen w Tatrach Wysokich*, Conf. Papers 20, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 33-40.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Wachniew P., 1993, *Młodoholocenijskie osady jeziorne Morskiego Oka w Tatrach Wysokich oraz ich datowanie radioizotopami ^{210}Pb i ^{14}C* , Dok. Geogr. 4-5, s. 45-61.
- Borowiec W., Kotarba A., Smolak W., 1981, *Zastosowanie metod geofizycznych i fotogrametrycznych w badaniach geomorfologicznych na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] Materiały na sympozjum TATRY 81, Warszawa, s. 381-401.
- Gadomski A., 1926, *Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr*, Cieszyn.
- Grochocka-Piotrowska K., 1970, *Fotointerpretacja i geneza struktur nieciąg-*

- głych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich, *Acta Geol. Pol.* XX, 2, s. 365–411.
- Hansen R. B., 1993, *Sonar investigations in the Laghi di Monticchio (Mt. Vulture, Italy). Lecture notes in Earth Sciences, Paleolimnology of European Maar Lakes*, Springer Verlag, Berlin, s. 119–128.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., Smolak J., Sroka J., 1977, *Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.* 11, s. 67–78.
- Larocque A., Shilts W., 1986, *Seeing through the bottom of our lakes*, *Geos* 3, s. 22–25.
- Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993, *Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca*, *Przeł. Geol.* 1, s.10–21.
- Májovský J., Hanzel V., 1991, *Prinos geofyziky k poznaniu hydrogeologických pomerov Tatier a Popradskej kotliny*, *Geologické práce, Správy* 93, s. 81–109.
- Marchewka A., Smolak W., Wspaniały J., 1978, *Wybrane zagadnienia geomorfologii walnych dolin tatrzańskich w świetle badań geofizycznych*, *Geologia*, 4, 2, AGH Kraków, s. 19–28.
- Niessen F., Lami A., Guilizzoni P., 1993, *Climatic and tectonic effects on sedimentation in Central Italian Volcano Lakes (Latium) – Implication from high resolution seismic profiles. Lecture notes in Earth Sciences, Paleolimnology of European Maar Lakes*, Springer Verlag, Berlin, s. 129–147.
- Partsch J., 1923, *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Ferdinand Hirt & Sohn, Leipzig.
- Ślusarczyk R., Dec J., Czulak E., Bugajski A., 1995, *Wyniki badań sejsmicznych w rejonie Morskiego Oka*, [w:] *I Ogólnopolskie Sympozjum – Przyroda TPN a człowiek, Zakopane, 6–9 IX 1995*, Zakopane, s. 21.

**GEOMORPHOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL FEATURES
OF MORSKIE OKO LAKE BASIN AND UPPER REACH
OF RYBI POTOK VALLEY
IN THE LIGHT OF GEOPHYSICAL INVESTIGATION**

(summary)

Natural environment of the Tatra National Park is strictly protected by law. Therefore geophysical investigation has been adopted in geomorphological and sedimentological research in the upper reach of the Rybi Potok Valley, including glacial cirque of the Morskie Oko Lake. The main aim of these studies is to learn about Late Glacial and Holocene sediments, first of all thickness of lacustrine sediments in the Morskie Oko basin, as well as to determine granite bedrock morphology. During the period between 1993 and 1995 experimental seismic investigation has been carried out. For the sediment thickness investigation vertical array of hydrophones hanging in water and seismic source "sparker" has been applied. Both hydrophones and elastic wave source are environmental friendly. In order to define basement morphology seismic reflection method has been applied. Investigation of granite basement has been extended over Rybi Potok Valley in order to define a shape and depth of a basement in the foreland of the Morskie Oko Lake. For this purpose the refraction method with the accelerated weighting drop (as a seismic waves source) was applied. On illustrations some results of investigation are presented.

ADAM KOTARBA

OSADY JEZIORNE JAKO WSKAŹNIK PRZEMIAN ŚRODOWISKA NATURALNEGO TATR WYSOKICH

WPROWADZENIE

Misy jeziorne występujące w obszarach wysokogórskich są doskonałymi pułapkami sedymentacyjnymi dla osadów pochodzących z denudacji zlewni. Materiał dostarczany do jeziora z otaczających stoków lub poprzez górskie rzeki i strumienie jest deponowany w jeziorze i tylko nieznaczna jego część jest odprowadzana poza misę w formie zawiesiny (Brune 1953). Sprawia to, że osady transportowane przez wody proglacjalne lub proniwalne oraz okresowe dostawy wody ze stoków modelowanych przez spływy gruzowe i inne szybkie ruchy masowe (np. lawiny gruntowe) są składane w jeziorach i stanowią zapis przemian środowiska naturalnego od momentu ustąpienia lodu z mis jeziornych uformowanych przez lodowce dolinne lub cyrkowe. Struktury sedymentacyjne formowane w jeziorach wskazują na charakter procesów zachodzących w zlewni. W jeziorach utworzonych na bezpośrednim przedpolu lodowców są składane duże ilości niewysortowanego materiału pochodzenia lodowcowego. Zachodzą procesy gwałtownej sedymentacji uwarunkowanej działaniem procesów grawitacyjnych oraz paraglacjalnych spływów gruzowych (Ballantyne, Benn 1994). Wycofanie się lodowców do wyższych położań sprawia, że depozycja materiału ma przebieg względnie spokojniejszy. Wody proglacjalne odznaczają się zmiennymi w czasie parametrami hydrologicznymi, a konsekwencją sezonowych zmian dostawy zwietrzelin do jeziora są formowane rytmicznie laminowane osady drobnofrakcyjne określane jako warwy (Gustavson 1975; Gilbert, Desloges 1987). W ostatnich latach termin „warwa” ma bardziej ogólne znaczenie, a więc odnosi się nie tylko do osadów utworzonych w jeziorach zastoiskowych na przedpolu wytapiającego się lądolodu, jak przyjmował pierwotnie G. de Geer (1912). Zagadnienia te szczegółowiej omawia T. Goslar (1995). W miarę wycofywania się lodowców do jeszcze wyższych położań, zmienia się zarówno typ, jak i szybkość sedymentacji, gdyż materiał rozmywany przez wody rzeczno-lodowcowe (proglacjalne) jest deponowany w nowo formowanych zagłębieniach międzymorenowych lub przegłębieniach w litej skale (Gilbert, Desloges 1987). W sytuacjach

gdym lodowce są głównym źródłem dostawy osadów do jeziora, sekwencja osadów utworzonych w jeziorach może być użyta jako ciągły zapis wahań lodowców w wyższych położeniach. Wzrost tempa sedymentacji bywa interpretowany jako zapis zdarzeń związanych z nasunięciami lodowców (Osborn, Luckman 1988), a zmniejszenie zasięgu lodowców zaznacza się wolniejszą sedymentacją (Leonard 1986). W obszarach współcześnie zlodowaconych osady jeziorne stanowią ciągły zapis aktywności lodowców w czasach współczesnych oraz w okresie holocenu (Leemann, Niessen 1994; Karlen 1981). Są również używane do określenia przemian zachodzących w środowisku wysokogórskim pod wpływem zmieniającego się klimatu oraz przemian szaty roślinnej (np. Reasoner, Hickman 1989). Te ostatnie prace opierają się na analizach palinologicznych – analizach makrocząstek i zooplanktonu.

W obszarach wysokogórskich, w których lodowce uległy całkowitemu stopieniu u schyłku ostatniego zlodowacenia lub we wczesnych fazach holocenu, osady jeziorne zawierają zapis nieglacjalnych przemian środowiska pozostającego najczęściej pod wpływem klimatu peryglacjalnego. Zapis ten jest szczególnie dobrze czytelny w jeziorach otoczonych stromymi stokami skalnymi i gruzowymi. Wszelkie wyraźne zmiany w środowisku cyrków polodowcowych, polegające na zubożeniu lub zniszczeniu szaty roślinnej przez naturalne lub antropogenicznie wywołane procesy morfogenetyczne, są rejestrowane w osadach. Osłabienie stabilności stoków utrwalonych roślinnością sprzyja bowiem procesom erozji i transportu, które dostarczają do mis jeziornych luźne, drobnofrakcyjne utwory mineralne. Wysokoenergetyczne, krótkotrwałe procesy morfogenetyczne, często mające przebieg katastrofalny (np. spływy gruzowe, lawiny gruntowe, obrywy i osuwiska skalne), zasilają misy jeziorne nawet w utwory grubofrakcyjne, łącznie z frakcją blokową. Z reguły utwory te są gromadzone u brzegu misy, a przemieszczony materiał nadbudowuje nadwodne i podwodne strome stoki formujące misę. Materiał mineralny zdeponowany przez lawiny gruntowe na powierzchni lodu ulega przemieszczaniu na dryfujących krach lodowych w okresie zanikania tafli lodowej i jest zrzucany w misach jeziornych nawet w najgłębszych i najbardziej oddalonych od brzegów częściach jezior (Luckman 1975; Jonasson 1991; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Wtedy w osadach drobnofrakcyjnych ilastopiaszczystych są wkomponowane okruchy skał zwane zrzutkami (Gradziński i in. 1986). Często tkwią one w osadzie laminowanym, a wówczas widoczne są w ich otoczeniu deformacje związane z grzęźnięciem okruchu po opadnięciu na dno (Baumgart-Kotarba i in. 1993). Bywa również, że całe pakiety niewysortowanego materiału są składane w jeziorach wysokogórskich (Więckowski 1984). Spływy gruzowe docierające do brzegów jeziora wprowadzają do środowiska limnicznego duże ilości klastycznego materiału w postaci prądów zawieszonych (turbiditowych). Prądy te również docierają do najgłębszych części jezior. W rezultacie powstają struktury warstwowe, charakteryzujące się grawitacyjnym sortowaniem.

W wielkich jeziorach alpejskich zasilanych przez duże rzeki proglacjalne są

wsypywane delty w proksymalnej części jezior. Można więc w nich wyodrębnić podwodne stożki, a strumień wody rzecznej ma postać prądu gęstościowego płynącego bezpośrednio nad dnem jeziora. Natomiast w wysoko położonych jeziorach cyrkowych – często o kolistym zarysie – obserwuje się brak zasilania z jednego wyraźnie określonego kierunku. Cechą szczególną takich jezior jest zasilanie w wodę i substancje mineralne z różnych stron, a obszary dostawy zwietrzelin są uwarunkowane występowaniem wysoko energetycznych zjawisk hydrometeorologicznych wywołujących w różnych częściach zlewni intensywne procesy erozji i denudacji. Badania termiki wód tatrzańskich wykazały, że istnieją warunki do powstawania przydennych prądów gęstościowych, które mogą przemieszczać drobnofrakcyjne zwietrzeliny dostarczane do jezior, a tym samym istnieją warunki dla redystrybucji w obrębie dna mis jeziornych materiału pochodzącego ze zmywów stokowych (Słup, Garnarcz 1985; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Tym należy tłumaczyć znaczne podobieństwo strukturalne osadów (następstwo osadów złożonych na przemian z warstw o grubszym ziarnie i drobniejszych gytiowych) w rdzeniach pobranych nawet w stosunkowo dużych odległościach od siebie (200–300 m) w Czarnym Stawie Gąsienicowym i Morskim Oku. Dotyczy to przede wszystkim zdarzeń sedymentacyjnych wywołanych przez procesy stokowe o szczególnej intensywności. Natomiast osady pobrane na skłonach mis jeziornych będących przedłużeniem stoków gruzowych otaczających jezioro – w różnych odległościach od brzegów – nawet jeśli powtarzają rytm sedymentacyjny, to różnią się miąższością lamin i warstw oraz wielkością frakcji drobnej (Baumgart-Kotarba i in. 1993).

Oprócz przedstawionych powyżej sposobów dostawy materii do jezior wysokogórskich istnieją inne, powszechnie występujące źródła zasilania. Są to: dostawa eoliczna, będąca wynikiem transportu wiatrowego zarówno z bliskiego jak i dalekiego zasięgu (Thorn, Darmody 1985; Izmailów 1984) oraz produkcja substancji organicznej i mineralnej związana z życiem biologicznym zbiorników. Gytie organiczne, które powstały w jeziorach tatrzańskich w warunkach spokojnej sedymentacji, nie zakłócanej wsypywaniem osadów pochodzących z denudacji zlewni, zawierają ziarna kwarcu o najczęstszych rozmiarach 20–22 μm (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Taka frakcja materiału jest również typowa dla współczesnych pyłów eolicznych składanych na powierzchni śniegu w okresach, gdy zachodzi transport z odległych obszarów Afryki północnej lub Ukrainy.

TYPY JEZIOR WYSOKOGÓRSKICH TATR WYSOKICH

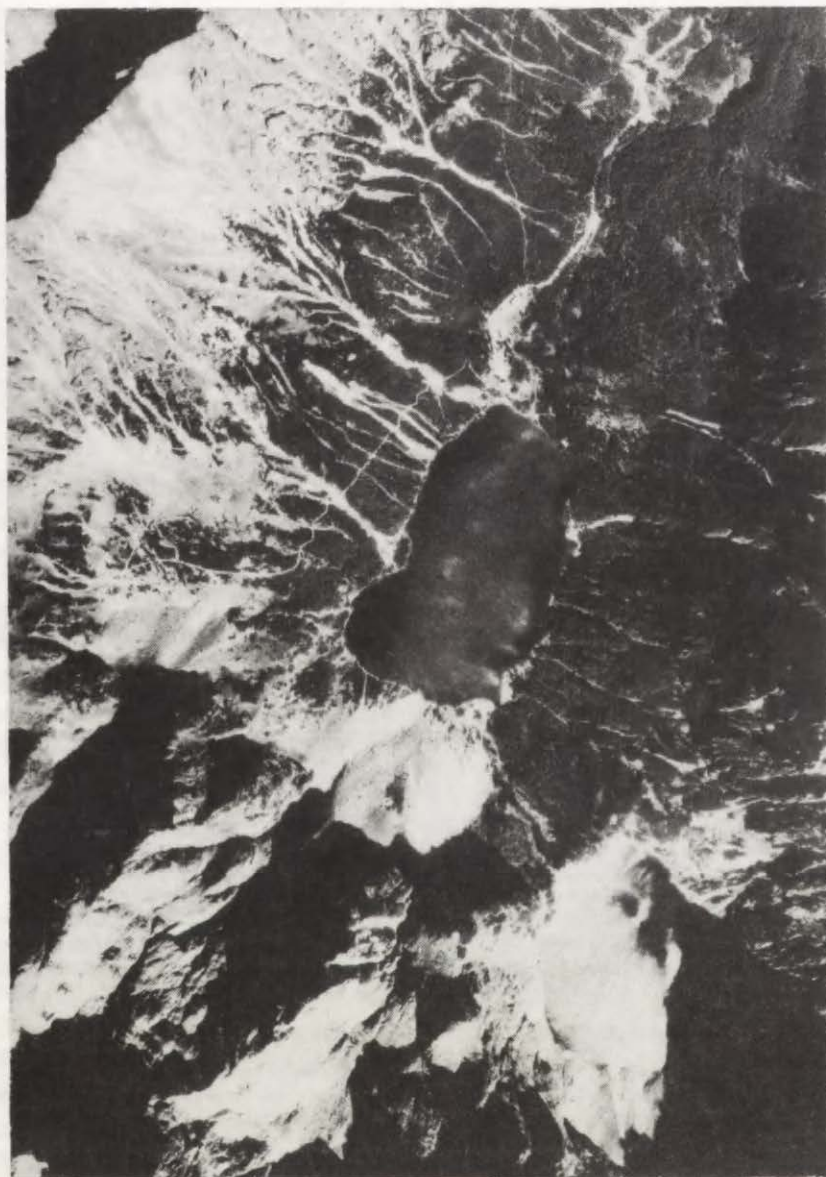
Biorąc pod uwagę powyżej opisane sposoby dostawy substancji mineralnej do jezior, można wyróżnić co najmniej trzy typy jezior w wysokogórskiej części Tatr Wysokich:

1. Jeziora całkowicie pozbawione kontaktu ze stokami, położone w szerokich dnach dolin, istniejące jako zbiorniki w zagłębieniach pomiędzy wałami moreno-

wymi (np. Dwoisty Staw, Kurtkowiec) lub zbiorniki w misach egzaracyjnych (np. Wielki Staw w Dolinie Pięciu Stawów Polskich) oraz małe zbiorniki na wygładach lodowcowych (np. Mnichowe Stawki, Stawek na Kopkach w Dolinie Za Mniczem). W tych zbiornikach źródłem substancji mineralnej i organicznej jest wyłącznie dostawa eoliczna oraz produkcja organiczna w obrębie zbiorników. Dostawa materiału mineralnego z brzegów jezior wskutek falowania jest w warunkach tatrzańskich bliska zeru z uwagi na fakt, że brzegi stawków stanowi zmutonizowane podłoże granitowe lub lokalnie występujące grubofrakcyjne osady glacialne i glaciifluwialne. Osady występujące w takich zbiornikach mają charakter brunatnych lub ciemno-brunatnych gytii organicznych, glonowo-detrytusowych (Wicik 1984; Więckowski 1984). W stawach tego typu osady mają wysoką i równomierną zawartość materii organicznej. Na przykład w rdzeniu pobranym ze stawu Kurtkowiec wartość minimalna wynosi 32,89%, a maksymalna 63,73%. Odpowiednie wartości w Stawku na Kopkach wynoszą 37,7% i 56,6%.

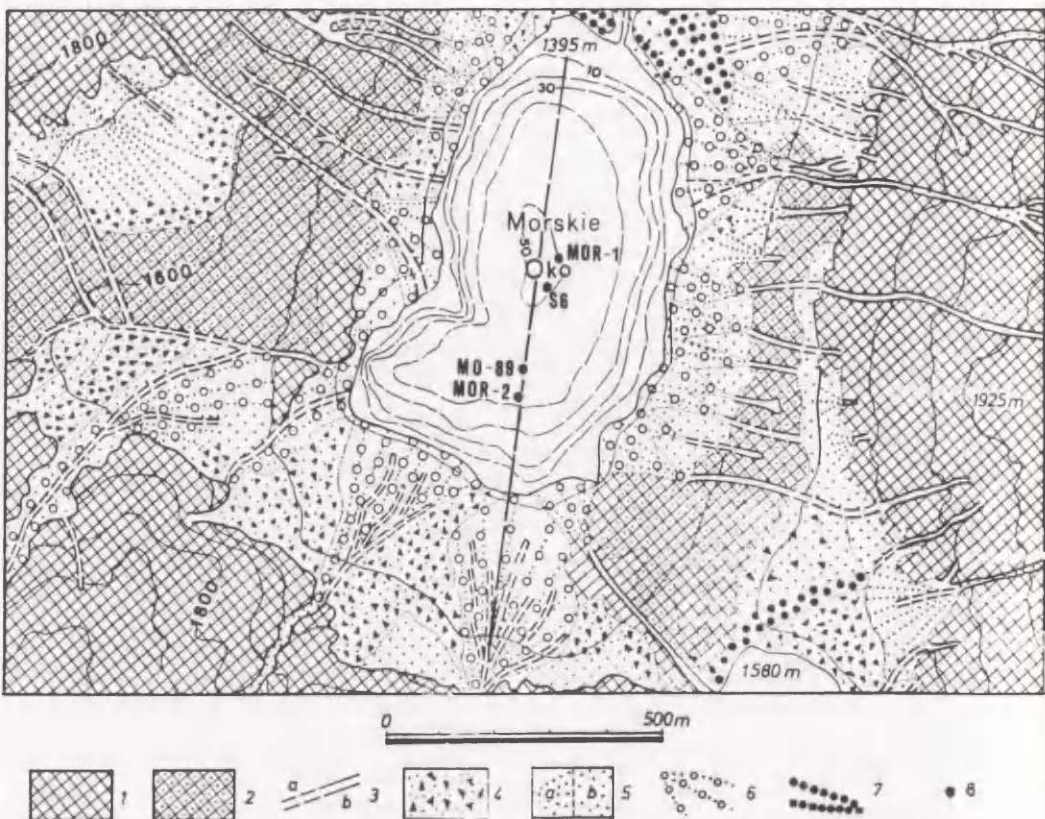
2. Jeziora mające ograniczony bezpośredni kontakt z aktywnymi stokami skalnymi i gruzowymi. Te jeziora są częściowo izolowane od dostawy zwietrzelin ze stoków poprzez system moren bocznych, czołowych lub ogładzone progi skalne (np. Zielony Staw Gąsienicowy, Czarny Staw Gąsienicowy od strony stoków wschodnich). W tych zbiornikach tylko około 50% linii brzegowej pozostaje w bezpośrednim kontakcie z aktywnymi morfogenetycznie stokami alpejskimi. Materiał denudowany na stokach oddzielonych od jezior systemem wałów morenowych jest deponowany u podnóży stoków i wypełnia zagłębienia terenu, nie docierając do mis jeziornych. Osady holocenijskie wypełniające te jeziora mają charakter gytii organicznych przedzielonych wkładkami mineralnymi różnej genezy (laminy i warstwy horyzontalne i skośne, zrzutki, warstwy z wyraźnym sortowaniem grawitacyjnym, chaotyczne pakiety lawinowe i pograży). Osady mineralne były i są składane w misach tylko w okresach, gdy na stokach działają wysokoenergetyczne procesy morfogenetyczne. Są to pojedyncze zdarzenia a częściej okresy znacznej niestabilności klimatycznej. Przewarstwienia mineralne w osadach gytiowych dają w tych jeziorach zapis (sygnał) zdarzeń wyjątkowych, podczas których następowało przekroczenie wartości progowych, a system stokowy mający bezpośredni kontakt z jeziorem pozostawał w warunkach równowagi dynamicznej metastabilnej. Cechą szczególną tych osadów jest ogromne zróżnicowanie pod względem zawartości materii organicznej: od 3–5% we wkładkach mineralnych do 25–30% w utworach gytiowych.

3. Jeziora mające pełny kontakt ze stokami co najmniej z trzech stron (np. Morskie Oko, Czarny Staw pod Rysami). Jeziora tego typu mają bardzo zróżnicowane osady pod względem strukturalnym z uwagi na to, że rejestrują wszystkie zdarzenia występujące w zlewni (ryc. 1 i 2). Dominuje w nich depozycja materiału mineralnego różnego typu, a osady gytiowe znaczące okresy spokojnej sedymentacji stanowią niewielki procent całkowitej holocenijskiej miąższości osadów. Gytie są tworzone w krótkich okresach holocenu (ryc. 3 i 4).



Ryc. 1. Zdjęcie lotnicze cyrku lodowcowego Morskiego Oka. Widoczny gęsty system żlebów skalnych wyciętych w stokach skalno-pokrywowych Żabiego i Miedzianego oraz rozległych stożków usypiskowo-napływowych u podnóża ścian skalnych Mięszowieckich Szczytów. Jezioro ma kontakt ze stokami co najmniej z trzech stron (typ 3). Foto: Państw. Przedz. Geodezyjno-Kartograficzne, 1961

Vertical air photograph centred on glacial cirque of Morskie Oko Lake. Well visible dense pattern of rocky chutes and gullies cut in debris-mantled slopes of Żabiego and Miedzianego as well as alluvial talus cones at the base of rockwalls of Mięszowieckie Peaks (on the south). The lake is supplied with debris at least from three sides



Ryc. 2. Rzeźba stoków otaczających Morskie Oko. Widoczny system małych dolin rozcinających stoki i zasilających jezioro w zwietrzelinę

1 – ściana skalna, 2 – stok skalny pokryty cienką pokrywą zwietrzliny (skalno-pokrywowy), 3 – rynny wycięte w utworach luźnych (a) i w litej skale (b), 4 – stok obrywowo-usypiskowy, 5 – stożek gruzowy, usypiskowy (a) i hałda usypiskowa (b), 6 – stożek aluwialny uformowany przez spływy gruzowe, 7 – wały morenowe, 8 – lokalizacja wierceń głębokich (MOR-1, MOR-2, MO-89) i wierceńa płytkiego (S6)

Composite geomorphology of Morskie Oko cirque

1 – rockwall, 2 – debris-mantled slope, 3 – chute cut in loose debris (a) and in solid rock (b), 4 – rockslide/rockfall slope, 5 – rockfall gravity-sorted talus cone (a) and slope (b), 6 – alluvial talus cone formed by debris flows, 7 – distinct morainic ridge, 8 – location of long lacustrine sediment cores (MOR-1, MOR-2, MO-89) and shallow core (S6)

Wszystkie trzy typy jezior tatrzańskich omówione powyżej występują w systemie kriogenicznym, obejmującym obszar położony ponad górną granicą lasu. Na ogólnie niską produktywność biologiczną w stawach i niski udział materii mineralnej w osadzie nakłada się dostawa materii allochtonicznej pochodzącej ze zlewni jezior, a zwłaszcza ze stoków pozostających w bezpośrednim kontakcie z nimi. Powstają wówczas masywne warstwy mineralne, reprezentujące zdarzenia denudacyjne w zlewniach. Ilość substancji organicznej w osadach może więc być z powodzeniem używana jako wskaźnik dynamiki rzeźby. Tabela 1 ilustruje to zagadnienie na przykładzie badanych jezior w Tatrach Wysokich.

T a b e l a 1

Jezioro	Zawartość substancji organicznej w profilu holocenijskim w %		
	średnia*	minimalna	maksymalna
Kurtkowiec	44,22	32,89	63,73
Stawek na Kopkach	45,26	37,7	56,6
Zielony Staw Gąsienicowy	18,77	8,92	32,19
Czarny Staw Gąsienicowy	13,04	2,97	25,22
Morskie Oko (MOR-1)	14,32	3,90	24,85
Morskie Oko (MOR-2)	11,39	2,71	20,89
Morskie Oko (MO-89)	10,08	2,15	17,52

* Wartości średnie obliczono na podstawie wyprężania 2-centymetrowych odcinków całych, holocenijskich rdzeni osadów w temperaturze 550°C.

Należy ponownie zaznaczyć w tym miejscu, że powyższe rozważania odnoszą się do jezior położonych w dziedzinie morfogenetycznej krioniwalnej (w pojęciu Kotarby i Starkla 1972). W dziedzinie umiarkowanej leśnej średnie zawartości substancji organicznej są znacznie wyższe. B. Wicik (1984) podaje, że średnie straty prażenia w najmłodszej, 0,0–0,5 m części rdzeni z Toporowego Stawu, Smreczyńskiego i Szczyrbskiego Jeziora, wynoszą odpowiednio 55,2, 72,0 i 72,9%.

TEMPO SEDYMENTACJI W JEZIORACH TATRZAŃSKICH

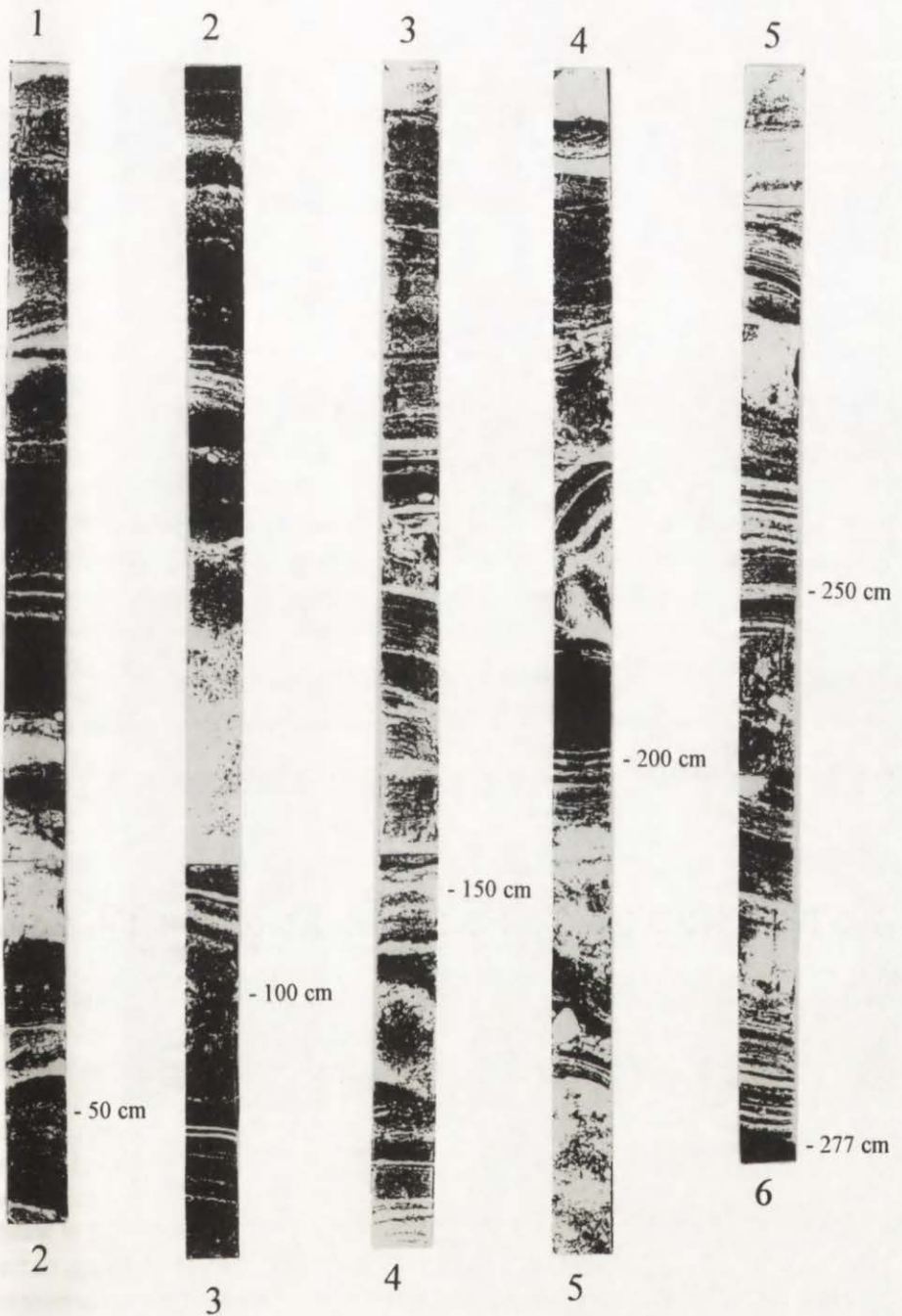
Dotychczasowe badania osadów jeziornych w Tatrach wykazały, że tempo sedymentacji w holocenie zależy zarówno od typu zbiornika, jak i od wielkości i kształtu masy. B. Wicik (1984) obliczył, że średnie holocenijskie tempo sedymentacji w Czarnym Stawie Gąsienicowym wynosi 0,2 mm/rok. Jednak skoro tempo sedymentacji w jeziorach drugiego i trzeciego typu zależy od dynamiki procesów morfogenetycznych na otaczających stokach, to w skali poszczególnych faz holocenu wskaźniki tempa sedymentacji różnią się dość istotnie. Średnie holocenijskie tempo sedymentacji w Kurtkowcu (typ 1) wynosi 0,15 mm/rok. Jeszcze niższe tempo sedymentacji stwierdzono w małych stawkach piętra alpejskiego. Bezodpływowe zagłębienia w obrębie zmutonowanych powierzchni skalnych w Dolinie Za Mnichem, nie mające żadnego zasilania bocznego, są wypełnione ciemnobrunatną gytą organiczną. Próba materiału pobrana w Stawku na Kopkach z głębokości 70 cm poniżej powierzchni została wydatowana radiowęglem ^{14}C na 646 ± 70 lat BP, co oznacza, że średnie tempo sedymentacji głównie eolicznej z ostatnich około 6,5 tysiąca lat wynosi 0,10 mm/rok.

Analiza rdzeni holocenijskich pobranych z Czarnego Stawu Gąsienicowego pokazała (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993), że w pierwszej fazie holocenu, tj.

w okresie preborealnym i borealnym, dominowała spokojna, powolna sedymentacja mułków organicznych. Przymuszczalnie dopiero w okresie przed 8300 lat BP zostały uformowane masywne osady mineralne. Szybkie tempo sedymentacji w tym okresie zostało skorelowane przez autorów z bardzo ważnymi zdarzeniami w skali globalnej, tj. z ochłodzeniem Venediger w Alpach i z fazą Joux (8700–8300 lat BP). Okres atlantycki trwający do około 5000 lat BP był okresem spokojnej sedymentacji zapisanej w osadach nielicznymi i raczej cienkimi przewarstwieniami mineralnymi w obrębie gytii. Okres subborealny odznaczał się ponownym wzmożeniem dynamiki środowiska tatrzańskiego. W osadach Czarnego Stawu Gąsienicowego dominują wkładki utworów mineralnych często żwirowo-piaszczystych. Były one złożone w jeziorze w postaci prądów gęstościowych generowanych przez duże spływy gruzowe na stokach. Młodsza część okresu subborealnego (4000–2500 lat BP) była znów spokojniejsza. Ponowne ożywienie procesów na wielką skalę wystąpiło w bliskich nam czasach tzw. małej epoki lodowej, tj. w latach kalendarzowych od około 1400 do 1860 (Kotarba 1993–1994).

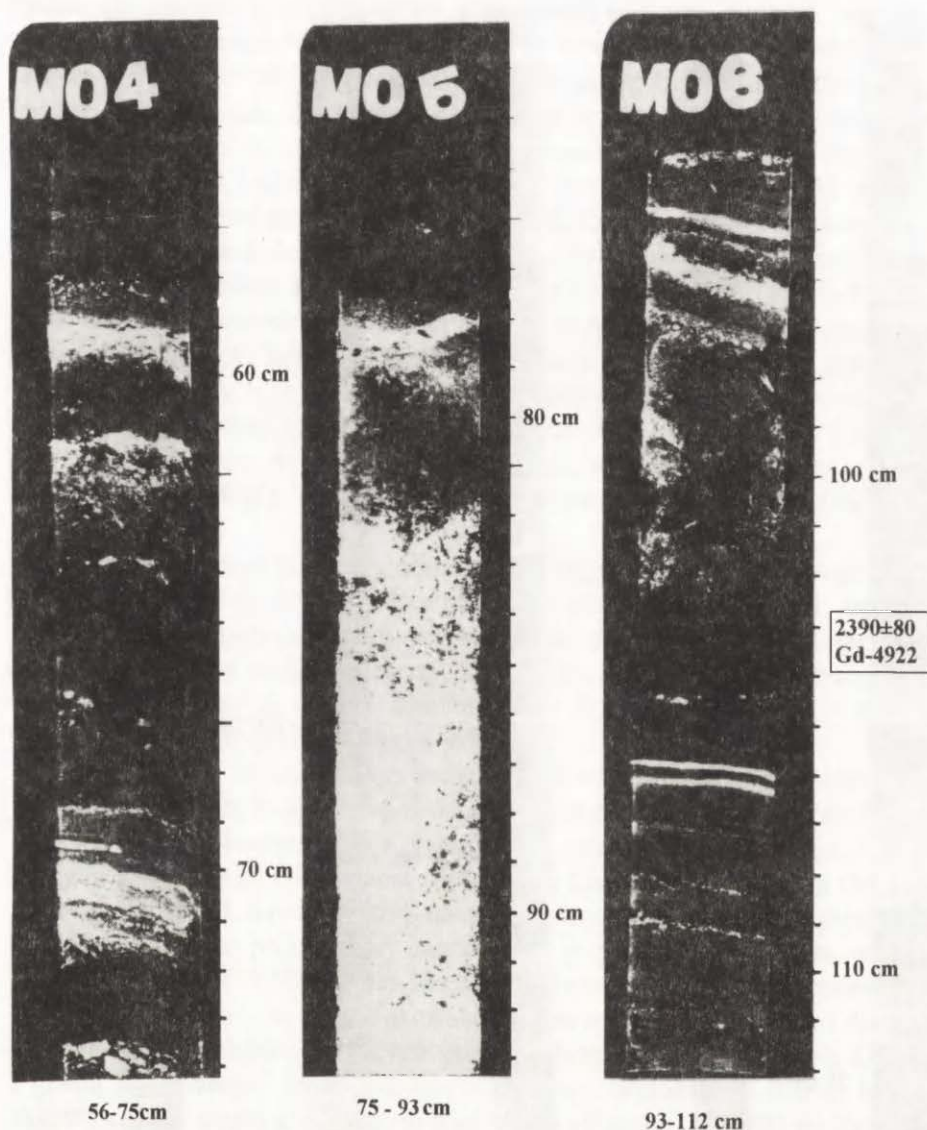
Analogiczny rdzeń pobrany z osadów Zielonego Stawu Gąsienicowego pokazał, że o ile średnie tempo holocenińskiej sedymentacji wynosi 0,21 mm/rok, największym tempem odznaczał się okres małej epoki lodowej (0,36 mm/rok) i wczesnego okresu subborealnego (0,20 mm/rok), a najwolniejszy przyrost miał miejsce we wczesnym okresie subatlantyckim (0,13 mm/rok) oraz w okresie atlantyckim (0,18 mm/rok) (Kotarba 1992).

Zdecydowanie szybsze tempo sedymentacji stwierdzono w Morskim Oku. Cechą wyróżniającą to jezioro spośród innych jezior polskiej części Tatr Wysokich jest aktywny kontakt masy z otaczającymi stokami. Całkowita długość linii brzegowej Morskiego Oka wynosi 2460 m (wg Sprawozdania Komisji Geograficznej PAU, tom 1, Sawicki 1929), natomiast długość linii brzegowej nieaktywnej, tj. uformowanej przez utwory morenowe w północnej części jeziora, wynosi zaledwie 380 m (15,4%). Stoki skalno-pokrywowe – otaczające jezioro od wschodu i zachodu – są rozczłonkowane gęstym systemem czynnych i długich na 800–1000 m żlebów, biorących początek bezpośrednio pod Żabią Granią i granią Miedzianego. Stoki południowe stanowią wysokie, do 850 m ściany skalne i czynne stożki grawitacyjno-napływowe (długości 300–400 m) Zielonego, Skalistego i Szerokiego Piargu (ryc. 1 i 2). Z tych stoków aktywnych, których podstawa ma długość około 2000 m, są dostarczane zwietrzeliny bądź to systemami żlebów, bądź powierzchniowo wskutek spływów powierzchniowych i liniowych spływów gruzowych. Dodatkowym procesem intensywnie modelującym stoki nad Morskim Okiem są lawiny śnieżne schodzące na powierzchnię tafli lodowej w okresach zimowych (Chomicz 1957; Paryski 1948, Hajdukiewicz 1948; Kłapowa 1969). Te okoliczności sprawiają, że w Morskim Oku średnie tempo sedymentacji wynosi około 0,5 mm/rok w okresie ostatnich 7000 lat. Data radiowęglowa uzyskana z osadów pobranych na głębokości 350 cm pod dnem jeziora położonym pod 45,8-metrową warstwą wody (rdzeń MOR-2, ryc. 5)



Ryc. 3. Obraz rentgenowski sekwencji osadów mineralnych (jasne) i organicznych (ciemne) w rdzeniu MO-89 z Morskiego Oka. Charakterystyczny brak dłuższych okresów spokojnych z dominacją depozycji gytii organicznych

X-radiograph showing the sequence of mineralogenic (bright) and more organic (dark) units in the core MO-89 from Morskie Oko Lake. High magnitude of mineralogenic sedimentation with short-lasting intermediate time spans of organic gyttja production



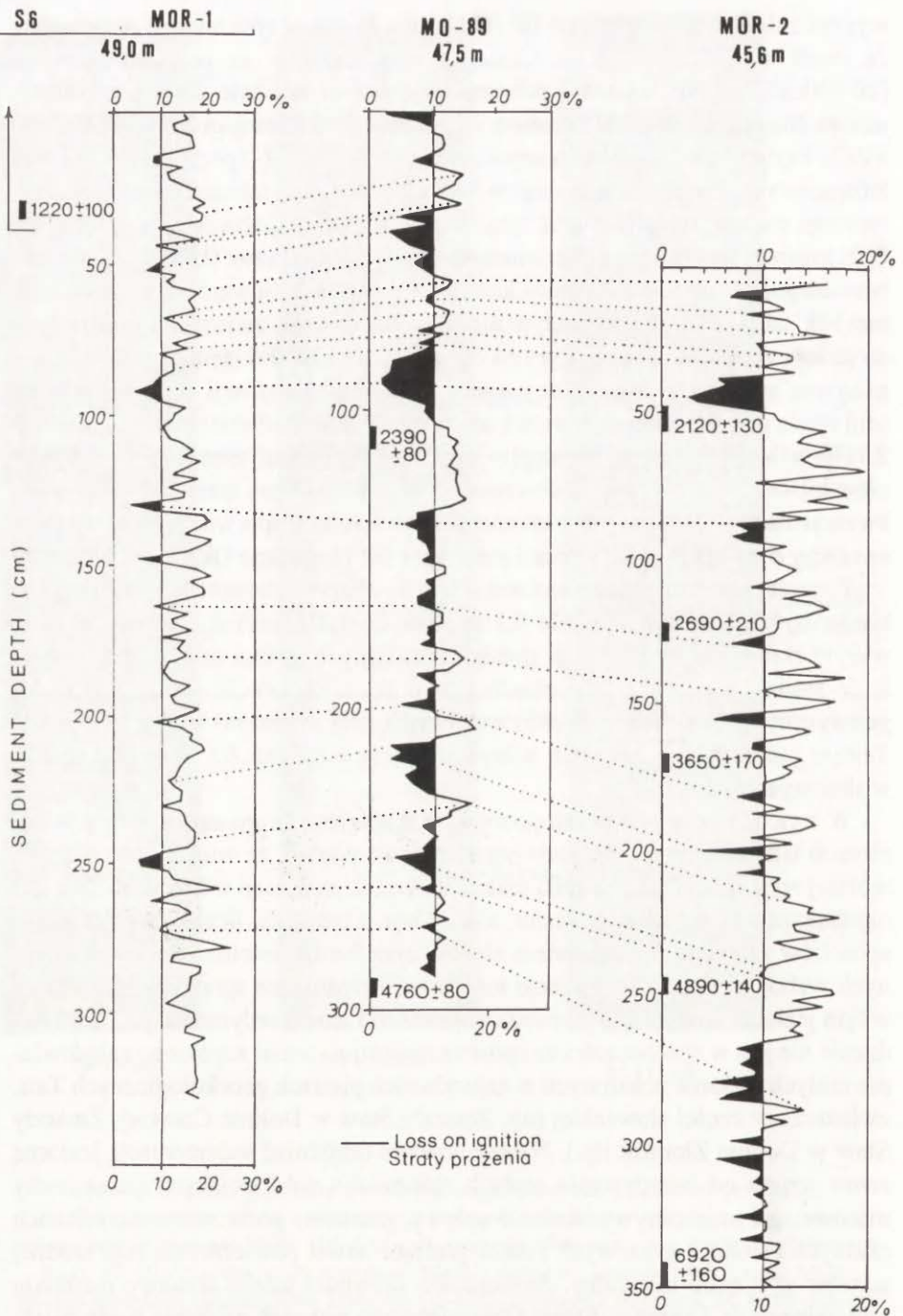
Ryc. 4. Obraz rentgenowski wybranych fragmentów rdzenia MO-89 pobranego z Morskiego Oka. Widoczne utwory gytiove warstwowane z wyraźnymi laminami mineralnymi (fragment MO6: 106–112 cm), utwory grubopiaszczyste masywne (fragment MO5: 82–93 cm) oraz osady przypuszczalnie z depozycji lawinowej (fragment MO6: 98–103 cm). Data radiowęglowa 2390 ± 80 , Gd-4922, uzyskana z fragmentu MO6: 98–106 cm

X-radiographs of chosen sections of the core MO-89 from Morskie Oko Lake. Well visible gyttja sediments with minerogenic laminae (106–112 cm), massive, coarse sandy unit (82–93 cm) and non-structural dirty snow avalanche deposition (98–103 cm). Radiocarbon date 2390 ± 80 , Gd-4922, from the horizon 98–106 cm

wynosi zaledwie 6920±160 lat BP (Gd-9301). Warto w tym miejscu wspomnieć, że osady w Zielonym Stawie Gąsienicowym datowane na początek holocenu (10 040±150 lat BP, Ua-1446) pobrano z głębokości zaledwie 250 cm pod dnem jeziora (Baumgart-Kotarba, Jonasson i Kotarba 1990; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Pięć dat radiowęglowych uzyskanych z profilu MOR-2 pozwalają oszacować zróżnicowanie tempa sedymentacji w Morskim Oku. Dla młodszego okresu atlantyckiego wartość ta wynosi 0,51 mm/rok, a dla okresu subborealnego wzrasta do 0,58 mm/rok, by następnie ulec zmniejszeniu do 0,47 mm/rok (koniec okresu subborealnego). W okresie subatlantyckim tempo sedymentacji wzrosło nawet do 1,29 mm/rok, na co niewątpliwie wpływ miała wielka dostawa zwietrzelin mineralnych do jeziora w okresie następującym po datach 2120 i 2390 BP (ryc. 5), a zaznaczona maszyną sedymentacją grubych piasków. Zawartość substancji organicznej w tej serii spada do minimalnych wartości rzędu 5% (4,56% w rdzeniu MOR-1), a nawet 2,71% w MOR-2. Jest to niewątpliwie najbardziej dramatyczny okres – wielkiej niestabilności stoków cyrku lodowcowego Morskiego Oka, zarejestrowany w sekwencji osadów składanych w ostatnich 7 tysiącach lat. Zapis wielu innych zdarzeń świadczy o wyjątkowej aktywności stoków wokół Morskiego Oka.

Powyżej przedstawione dane wskazują, że tempo sedymentacji jeziornej jest bardzo zróżnicowane, od około 0,1 mm/rok do 1,29 mm/rok, i zależy w pierwszym rzędzie od konfiguracji stoków otaczających jeziora oraz stopnia utrwalenia roślinnością, które bezpośrednio warunkują aktywność procesów morfogenetycznych. Również wielkość zlewni zasilającej jezioro ma istotne znaczenie. Tempo sedymentacji jest więc wiarygodną miarą zmienności dynamiki rzeźby w dłuższych okresach.

W świetle przedstawionych powyżej wskaźników tempa sedymentacji w jeziorach tatrzańskich nie znajduje potwierdzenia pogląd, że większe zbiorniki są wolniej wypełniane niż zbiorniki małe. Tempo sedymentacji w Morskim Oku jest największe wśród badanych jezior, a decyduje o tym duża liczba dróg (źródeł) i sposobów zasilania. Gęsty system żlebów oraz bardzo istotna rola lawin śnieżnych wzbogaconych w substancje mineralne i organiczne sprawiają, że właśnie w tym jeziorze stwierdzono najwyższe wskaźniki tempa sedymentacji. To stwierdzenie nie jest w sprzeczności ze spostrzeżeniami na temat szybkiego zalądowania małych jeziorzek położonych w najwyższych piętrach geoekologicznych Tatr, zwłaszcza w części słowackiej (np. Zmarzły Staw w Dolinie Czeskiej, Zmarzły Staw w Dolinie Złomisk itp.). Należy bowiem odróżniać sedymentację jeziorną *sensu stricto* od zasypywania małych zbiorników wód stojących przez ruchy masowe, głównie obrywy skalne i spływy gruzowe, generowane na ścianach skalnych i stokach gruzowych i zmniejszające nawet powierzchnię tafli wodnej stawów w sposób mierzalny. Stosunkowo niewielki udział dostawy materiału mineralnego do Czarnego Stawu Gąsienicowego wskutek działania lawin śnieżnych można wytłumaczyć mniejszą aktywnością zsuwających się mas z bardzo stromych ścian skalnych i stoków piargowych. Łagodniejsze stoki skalno-pokrywowe wokół Morskiego Oka, częściowo położone w obrębie regła górnego, są



Ryc. 5. Zawartość substancji organicznej w głębokich rdzeniach z Morskiego Oka określona poprzez straty prażenia w temperaturze 550°C. Korelacja krzywych wyprażenia udokumentowana datowaniami radiowęglowymi

Organic matter content in long cores from Morskie Oko Lake determined by measuring the loss of ignition at 550°C. Correlation of three independent cores due to radiocarbon dating

lepszym obszarem alimentacyjnym dla lawin śnieżnych. Większy jest tam również udział lawin śnieżno-gruntowych. Podwodne zdjęcia wykonane w misie jeziornej Morskiego Oka przez zespół płetwonurków z Akademickiego Klubu „Krab” pokazują, że istnieje obfita depozycja całych pni i gałęzi drzew oraz kosodrzewiny nie tylko w obrębie podwodnego skłonu misy, ale i w obrębie płaskiego dna jeziora w jego części północnej.

B. Wicik (1984) podaje za J. M. Simonovem (1971), że szybkość akumulacji osadów w jeziorach oaz Antarktydy jest określana wartością 0,08 mm/rok. Istotne jest jednak określenie nie tylko warunków klimatycznych panujących w otoczeniu jezior, lecz szczegółowa wiedza na temat rzeźby stoków otaczających jeziora i warunków dostawy zwierzelin do mis.

Przedstawione powyżej właściwości osadów jeziornych pokazują, że nawet w stosunkowo małym masywie wysokogórskim, jakim są Tatry, istnieje wielkie zróżnicowanie przebiegu sedymentacji jeziornej. Dlatego wyciąganie wniosków natury paleogeograficznej na podstawie osadów pobranych tylko z jednego jeziora może być mylące lub wręcz prowadzić do fałszywych uogólnień nie tylko ponadregionalnych, lecz nawet w skali masywu tatrzańskiego. Niezbędne więc jest poznanie wszystkich jeziornych środowisk tego regionu.

LITERATURA

- Ballantyne C. K., Benn D. I., 1994, *Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fabergstolsdalen, Norway*, Arctic Alpine Res., 26, 3, s. 255–269.
- Baumgart-Kotarba M., Jonasson C., Kotarba A., 1990, *Studies of youngest lacustrine sediments in the High Tatra Mountains, Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan. 24, s. 161–177.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dok. Geogr. 4–5, s. 9–30.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Wachniew P., 1993, *Młodoholocenijskie osady jeziorne Morskiego Oka w Tatrach Wysokich oraz ich datowanie radioizotopami ^{210}Pb i ^{14}C* , Dok. Geogr. 4–5, s. 45–61.
- Brunne G. M., 1953, *Trap efficiency of reservoirs*, Trans. of Amer. Geophys. Soc. 34, s. 407–418.
- Chomicz K., 1957, *Les avalanches dans la montagne de Tatra. Methodes de mesures*, Extrait de la publication no. 69 de l' A. I. H. S. Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige.
- de Geer G., 1912, *A geochronology of the last 12,000 years*, Compt. Rend. 11 Int. Geol. Congress, Stockholm, 1, s. 241–253.
- Gilbert R., Desloges J. R., 1987, *Sediments of ice-dammed, self draining Ape Lake, British Columbia*, Can. Journ. Earth Sci. 24, s. 1735–1747.
- Goslar T., 1995, *Rocznie laminowane osady jeziorne* [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Wyd. Geogr. i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 236–248.
- Gradziński R., KostECKA A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geol., Warszawa.

- Gustavson G. C., 1975, *Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, southern Alaska*, [w:] *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 23, s. 249–263.
- Hajdukiewicz J., 1948, *Wielka lawina przy Morskim Oku w dniu 8 kwietnia 1948 r.*, Taternik 30, 1–2, s. 57–58.
- Izmałłow B., 1984, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa valley in the Tatra Mts.*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 61, s. 43–59.
- Jonasson C., 1991, *Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland*, UNGI Rapport 79, Uppsala University, s. 156.
- Karlen W., 1981, *Lacustrine sediment studies*, Geogr. Annaler 63A, 3–4, s. 273–281.
- Klapowa M., 1969, *Obserwacje lawin śnieżnych w Tatrach*, Wierchy 38.
- Kotarba A., 1992, *Mountain slope dynamics due to debris-flow activity in the High Tatra Mountains, Poland*, Bull. Assoc. Geogr. Franç., Paris, s. 257–259.
- 1993–1994, *Zapis małej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 27–28, s. 61–69.
- Kotarba A., Starckel L., 1972, *Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 6, s. 21–35.
- Leemann A., Niessen F., 1994, *Holocene glacial activity and climatic variation in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments*, The Holocene, 4, 3, s. 259–268.
- Leonard E. M., 1986, *Use of sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta*, Quatern. Res. 26, s. 218–231.
- Luckman B. H., 1975, *Drop stones resulting from snow-avalanche deposition on lake ice*, Journ. Glaciol. 14, 70, s. 186–188.
- Osborn G., Luckman B. H., 1988, *Holocene glacier fluctuations in the Canadian Cordillera (Alberta and British Columbia)*, Quatern. Sci. Rev. 7, s. 115–128.
- Paryski W. H., 1948, *Lawiny przy Morskim Oku*, Taternik 30, 1–2, s. 54–57.
- Reasoner M. A., Hickman M., 1989, *Late Quaternary environmental change in the Lake O'Hara region, Yoho National Park, British Columbia*, Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 72, s. 291–316.
- Sawicki L., 1929, *Atlas jezior tatrzańskich. Mapy*, Prace Komisji Geogr. nr 2, PAU, Kraków.
- Simonov I. M., 1971, *Oazisy Wostočnoj Antarktydy*, Gidrometizdat, Leningrad.
- Słup Z., Garncarz S., 1985, *Możliwości śledzenia przypowierzchniowej filtracji w zbiornikach wodnych w Tatrach w oparciu o przestrzenne badania termiczne*, maszynopis w Bibliotece Wydż. Geologiczno-Poszukiwawczego AGH w Krakowie.
- Thorn C. E., Darmody R. G., 1985, *Grain-size distribution of the insoluble component of contemporary eolian deposits in the alpine zone, Front Range, Colorado, USA*, Arctic Alpine Res. 17, 4, s. 433–442.
- Wick B., 1984, *Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji*, Prace i Studia Geogr. UW 5, s. 55–69.
- Więckowski K., 1984, *Makroskalowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich*, Prace i Studia Geogr. UW 5, s. 39–54.

LACUSTRINE SEDIMENTS AS INDICATORS OF ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE HIGH TATRA

(summary)

The main topic of this work is focused on the postglacial geomorphic processes in alpine landscape of the High Tatra Mountains seen in the light of lacustrine sedimentation. The

dynamic evolution of lake sedimentation is caused by the activity of geomorphic processes, mainly rapid mass wasting on alpine slopes. In the lakes without inwash of minerogenic material from the slopes the rate and mode of deposition differ substantially from deposition in the lakes characterized by sediment supply from the surrounding. The sediment input to alpine lakes is quite complex and differentiated from one lake to another. In general, one can distinguish three types of Tatra lakes in term of organic and minerogenic production. They are determined by mean sedimentation rates: (1) the lakes within the moraines are not supplied with sediment from mass wasting. Only organic matter production and aeolian deposition exist in such lakes. Mean Holocene sedimentation rate is of the order of $0.1 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ and organic gyttja exists in the lakes (i. e. Kurtkowiec Lake), (2) the lakes partly connected with the surrounding alpine debris slopes and cliffs. Such lakes has generally larger amplitudes on loss of ignition and mean Holocene sedimentation rate is of the order of $0.2 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ (i. e. Czarny Staw Gąsienicowy Lake), (3) alpine lakes in glacial cirques surrounded by rockwalls and steep debris-mantled slopes (i. e. Morskie Oko Lake). All rapid mass wasting events are recorded in the lakes. Therefore, lacustrine sediments in such lakes might serve as the best indicators of past geomorphic events and indirectly of climatic conditions. Mean sedimentation rate in these lakes is at least of the order of $0.5 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$, and for certain time spans during the Holocene is higher than $1.0 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$.

JERZY MOŚCICKI

ZIMOWA TERMIKA WÓD MORSKIEGO OKA

WSTĘP

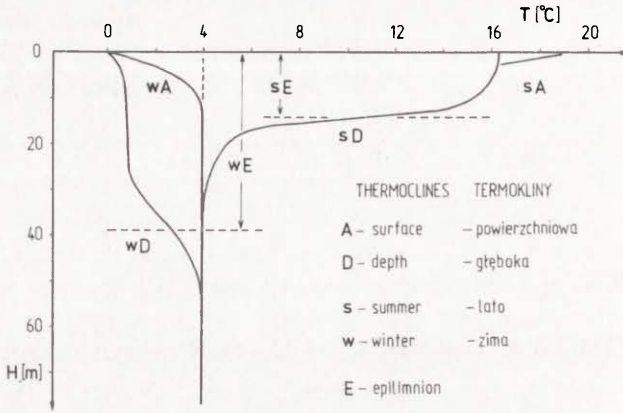
Pierwsze pomiary temperatury wód Rybiego Jeziora wykonał na początku XIX w. Stanisław Staszic. Po nim tą problematyką zajmowało się sporadycznie wielu badaczy, ale dopiero pod koniec tego stulecia pomiary prowadzono na szerszą skalę w sposób zaplanowany (Świerż 1885, 1893; Birkenmajer 1901). Szczegółowy rys historyczny tego okresu rozwoju badań termiki stawów tatrzańskich podaje Birkenmajer (1901).

Badania współczesne obejmowały również inne jeziora tatrzańskie (Szaflarski 1936a, b), a przede wszystkim stosunkowo łatwo dostępny Czarny Staw Gąsienicowy pod Kościelcem. J. Szaflarski (1932) prowadził w tym jeziorze szczegółowe pomiary temperatury również w sezonie zimowym. Z. Słup i S. Garnarcz (1985) wykonali obszerne badania przestrzennego rozkładu temperatury w wodach jeziora, a wyniki ich pomiarów wskazują na występowanie w głębinach prądów zawieszinowych rozprawdzających materiał mineralny w różne części rynny jeziornej (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993).

Zdecydowana większość dotychczasowych badań termiki jezior tatrzańskich wykonywana była w okresie letnio-jesiennym. Rozkład temperatury wody z głębokością wykazuje wtedy charakterystyczną strefowość (Olszewski 1951). Ciepłe, w wyniku pochłaniania dużej ilości promieniowania słonecznego, wody przypowierzchniowe są oddzielone od głębszych, chłodnych wód hipolimnionu ostrą termokliną (ryc.1). Grubość warstwy epilimnionu w znacznym stopniu zależna jest od rozkładu i intensywności wiatrów w otoczeniu jeziora. W okresie zimy następuje inwersja rozkładu temperatur, a istotnym źródłem ciepła mogą być ciepłe osady przydenne (Ragotzkie 1978).

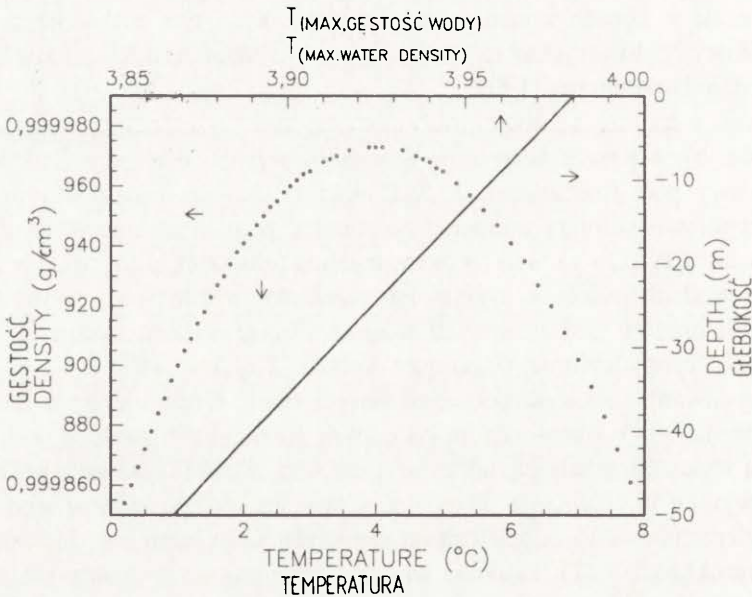
SPECYFIKA TERMIKI JEZIOR W WARUNKACH ZIMOWYCH

Zwarta pokrywa lodowo-śnieżna w zdecydowany sposób wpływa na rozkład temperatury wód jezior wysokogórskich. Brak jest oddziaływania wiatru, a cie-



Ryc. 1. Schemat typowych profili termicznych wód jeziornych w okresie zimy i lata (wg Olszewskiego 1951, zmodyfikowane)

Scheme of typical thermal curves and thermoclines for winter and summer periods (from Olszewski 1951, modified)



Ryc. 2. Zależność gęstości czystej wody od temperatury i głębokości (na podstawie danych tablicowych – Jeżewski, Kalisz 1957)

Dependence of pure water density on temperature and depth (based on data according to Jeżewski, Kalisz 1957)

pło słoneczne dociera w bardzo ograniczonej ilości. Zakres zmienności temperatury wody jest niewielki, od 0°C przy powierzchni do około 4°C w warstwach przydennych (zależnie od głębokości jeziora).

W takich warunkach na termikę wód jeziora zaczynają znacząco oddziaływać dopływy cieków zewnętrznych, ich lokalizacja i przepływy, przemiany w pokrywie lodowo-śnieżnej oraz transport ciepła z utworów dennych.

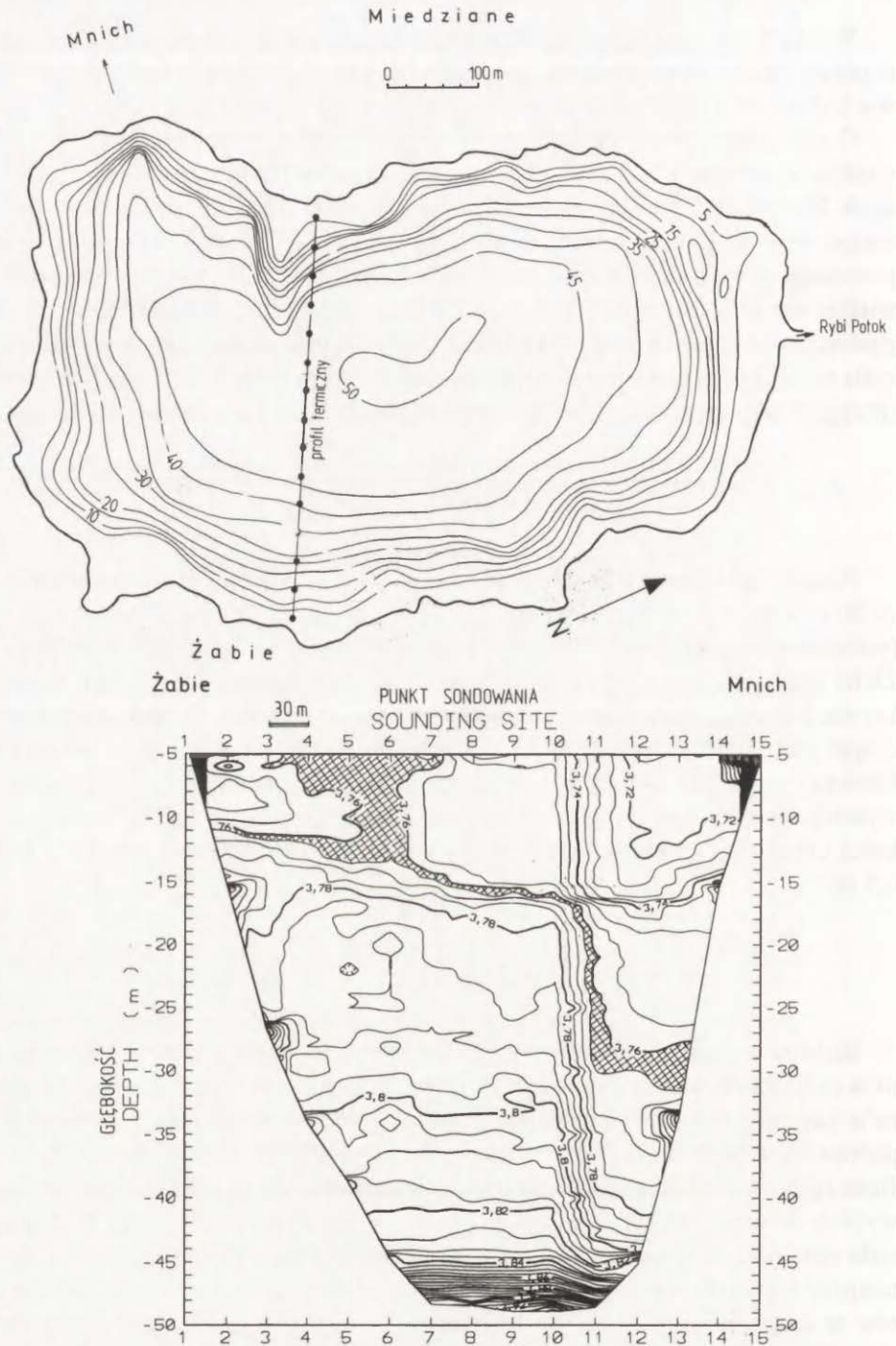
O charakterze rozkładu pola termicznego decydują dodatkowo szczególnie właściwości wody w tym zakresie temperatur oraz występowanie prądów wglębnych. Na rycinie 2 przedstawiono zależności gęstości wody od temperatury oraz temperatury, w której gęstość jest maksymalna, od głębokości wykreślonej na podstawie danych tablicowych (Jeżewski, Kalisz 1957). Widać, że nawet niewielkie zmiany temperatury (jak również mineralizacji) mogą zaburzać rozkład gęstości, a w konsekwencji wywoływać prądy konwekcyjne. Wystarczy bardzo mała różnica temperatur (gęstości), aby mogły one przybrać znaczące rozmiary (przykład taki, co prawda dla otworów wiertniczych, podaje Sammel 1968).

ZAKRES WYKONANYCH BADAŃ

Pomiary temperatury przeprowadzono w 15 stanowiskach rozmieszczonych co 30 m wzdłuż profilu przebiegającego od wschodniego brzegu Morskiego Oka (południowe ograniczenie podstawy Grani Apostołów) aż do wylotu Szerokiego Żlebu spadającego z masywu Miedzianego (ryc.3). Po wykonaniu otworu w pokrywie lodowej (o grubości około 80 cm) opuszczano sondę pomiarową, oznaczając głębokość jej położenia w stosunku do powierzchni wody w otworze. Pierwszy punkt pomiarowy znajdował się zawsze na głębokości 1 m. Pomiary wykonywano co 1 m. Jedynie w warstwie przypowierzchniowej do 5 m głębokości obserwacje prowadzono, z uwagi na większą zmienność temperatury, co 0,5 m.

APARATURA

Badania wykonano termometrem elektrycznym z odpowiednio wykalibrowanym czujnikiem termistorowym (NTC-210). W pomiarowym mostku Wheatstone'a zastosowano wewnętrzne podgrzewanie elektroniki w celu zapewnienia poprawnego funkcjonowania w warunkach ujemnych temperatur zewnętrznych. Bezwzględna dokładność wyznaczenia temperatury, wynikająca z możliwości wycechowania czujnika, wynosiła $0,1^{\circ}\text{C}$, a rozdzielczość około $0,005^{\circ}\text{C}$. Mała stała czasowa termistora – 3 sec – oraz niewielkie bezwzględne zróżnicowanie temperatury wody stawu w okresie badań umożliwiło przeprowadzenie pomiarów w ciągu jednego dnia. Jest to istotne z uwagi na dynamiczny, chwilowy charakter rozkładu pola temperatur w jeziorze.



Ryc. 3. Lokalizacja ciągu sondowań termicznych na tle mapy batymetrycznej Morskiego Oka i rozkład izoterm w dniu 3 marca 1994

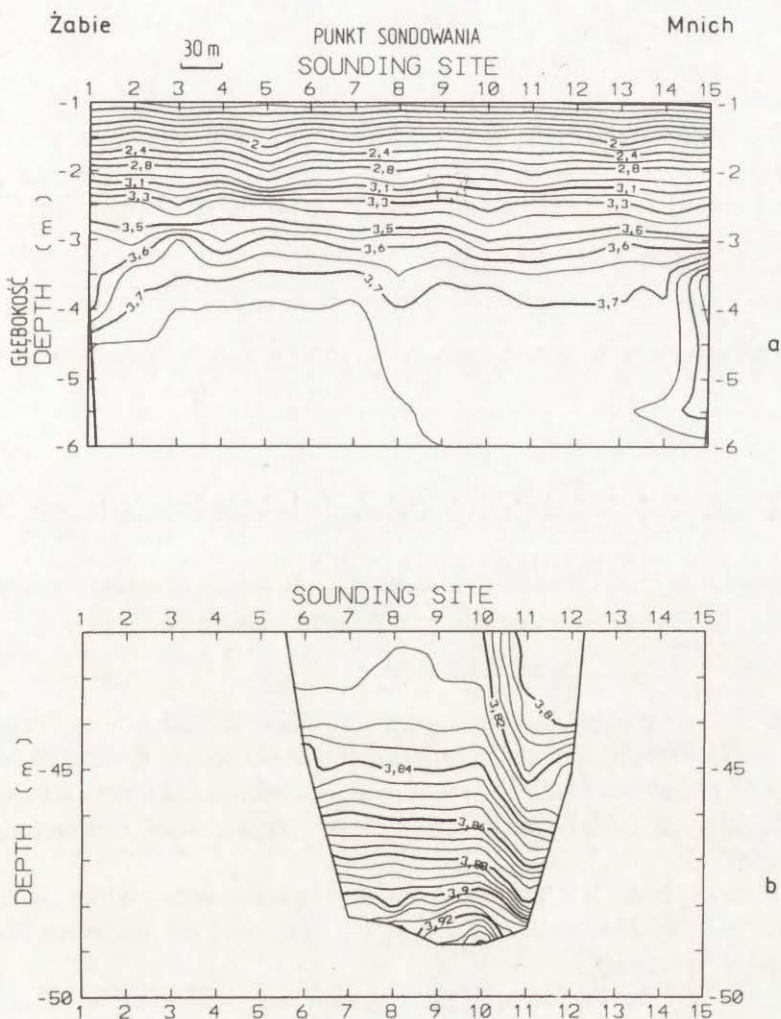
Location of temperature soundings sites, bathymetry of the Morskie Oko Lake and map of isotherms for 3rd March 1994

WYNIKI POMIARÓW

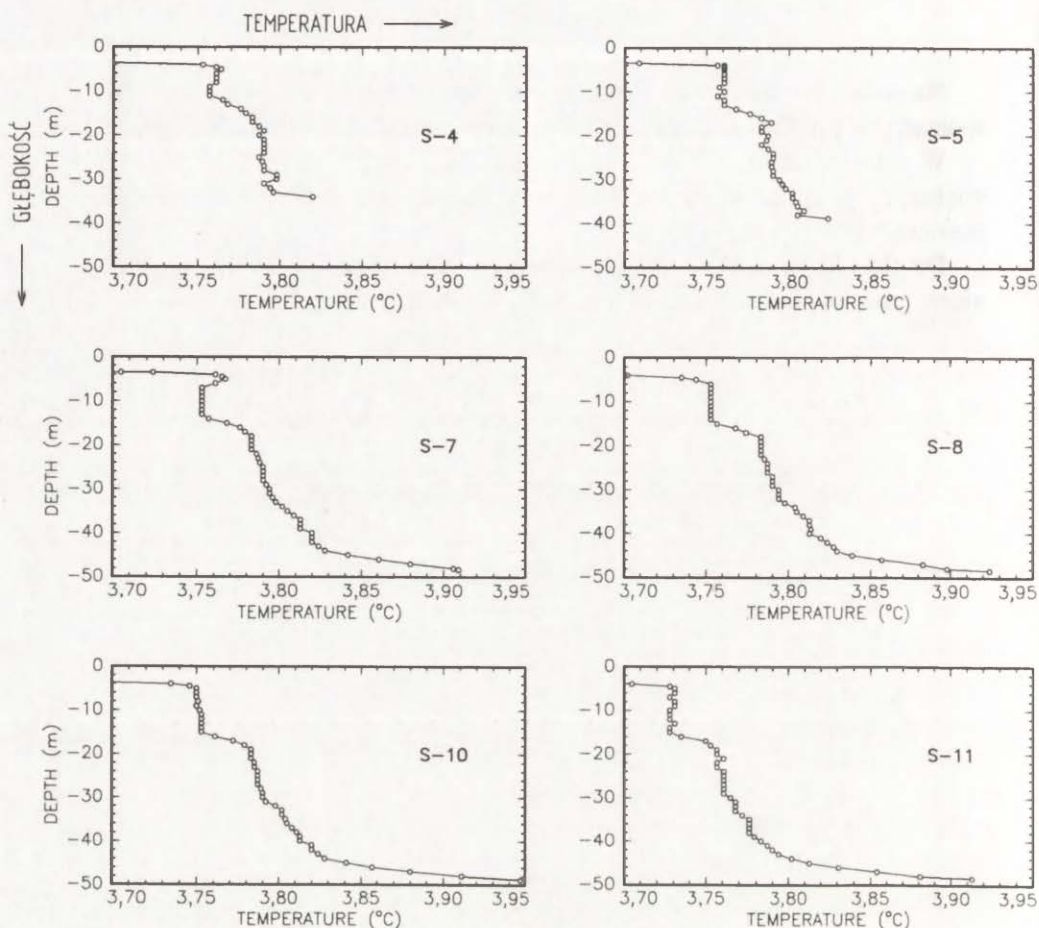
Na podstawie sondowań termicznych wykonanych w dniu 4 marca 1994 r. sporządzono przekrój pokazujący rozkład temperatur wzdłuż profilu EW (ryc. 3).

W celu lepszego uwidocznienia zmienności pola temperatur w obszarach większych gradientów, na rycinie 4 przedstawiono dodatkowo obszary przypowierzchniowy (a) i przydennej (b).

Do głębokości około 5 m temperatura zmienia się dosyć szybko, wykazując nieznaczne lokalne zaburzenia (np. S-5). Rozkład izoterm wskazuje na bardzo



Ryc. 4. Mapy izoterm dla przypowierzchniowej (a) i przydennej (b) części przekroju
 Maps of isotherms for subsurface (a) and bottom (b) parts of the cross section



Ryc. 5. Wykresy zmian temperatury z głębokością dla wybranych punktów sondowań
Plots of water temperature versus depth for chosen sounding sites

nikłe, ale widoczne obniżanie się temperatury w kierunku zachodnim. Począwszy od S-9 zaznacza się to wyraźnie na większych głębokościach. Poniżej głębokości 5 m i aż do głębokości około 45 m w centralnej części niecki jeziora temperatura zmienia się w przedziale zaledwie $0,1^{\circ}\text{C}$, wykazując jednak ciekawy rozkład przestrzenny (ryc. 3).

W warstwie wody 5–12(15) m występują trzy wyraźne „komórki”, w których temperatura jest prawie stała. Najbardziej stabilna z nich jest środkowa, obejmująca punkty sondowań S-7 i S-10.

Zimowa termoklina zaznacza się wyraźnie na głębokości od 12 m przy wschodnim brzegu do 16 m przy zachodnim. Szczegóły pionowego rozkładu temperatur są dobrze widoczne na wykresach sondowań (ryc. 5). Widać, że w jeziorze mogą występować lokalne zjawiska konwekcyjne (S-4 i S-7).

Najbardziej frapującym elementem przekroju jest pionowy układ izoterm w obszarze S-10 i S-11. Może on świadczyć o występowaniu ruchu dużych mas wody wzdłuż zachodniego brzegu Morskiego Oka. Zwróćmy uwagę na wyraźną korelację „zaburzeń” na mapie izoterm z występowaniem podpowierzchniowej ostrogi skalnej w przedłużeniu Szerokiego Żlebu (ryc. 3). Możliwe jest zasilanie głębszych partii Morskiego Oka przez przydenny dopływ zimnych wód od strony Dwoistej Siklawy i późniejszy ich transport w kierunku odpływu położonego na północnym krańcu jeziora. Trudno jest powiedzieć, czy zaobserwowany rozkład izoterm ma cechy trwałe i pojawia się w każdym sezonie zimowym. Można to stwierdzić jedynie powtarzając badania w warunkach zimowych lub wykonując specjalne pomiary prędkości przepływu w głębszych wodach Morskiego Oka.

Niewątpliwie rozkład pola temperatury wody w Morskim Oku jest złożony, co zauważył już blisko 100 lat temu Ludwik Birkenmajer pisząc: „głębokie sondowania termometryczne, które wykonałem [...] w jednym i tym samym dniu, ale w różnych punktach jeziora, okazywały tak znaczne różnice, że musiałem już wówczas porzucić wyobrażenie o poziomem uwarstwieniu termicznym jeziora” (Birkenmajer 1901, s. 4–5).

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnolacjalne i holoceńskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*. Dok. Geogr. 4–5, s. 9–30.
- Birkenmajer L., 1901, *O stosunkach temperatury głębokich jezior tatrzańskich w różnych głębokościach i różnych porach roku*, Rozpr. Akademii Umiejętności, Kraków, s. 16–410.
- Jeżewski, Kalisz, 1957, *Tablice własności fizycznych*, PWN, Warszawa.
- Olszewski P., 1951, *The thermal conditions of mountain lakes*, Bull. Inter. Acad. Pol. Sci. Let. No. 7–10 A, s. 239–290.
- Ragotzkie R. A., 1978, *Heat budgets of lakes* [w:] A. Lerman (ed.) *Lakes. Chemistry, geology, physics*, Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- Sammel E., 1968, *Geophysics*, 33, 6.
- Slup Z., Garncarz S., 1985, *Możliwości śledzenia przypowierzchniowej filtracji w zbiornikach wodnych w Tatrach w oparciu o przestrzenne badania termiczne*, maszynopis w Bibliotece Wydz. Geologiczno-Poszukiwawczego AGH w Krakowie.
- Szaflarski J., 1932, *Z badań nad termiką jezior tatrzańskich*, Przegl. Geogr. 12, s.11–184.
- 1936a, *Quelques remarques sur la thermique, la transparence et la couleur des lacs de la partie sud occidentale de la Haute Tatra*, Bull. Inter. Acad. Pol. Sci. Let. No. 1–2 A, s. 421–432.
- 1936b, *Regime thermique et congelation des Zmarzłe Stawy dans la Haute Tatra*, Bull. Inter. Acad. Pol. Sci. Let. No. 1–2 A, s. 510–521.
- Świerz L., 1885, *Pomiary ciepłoty stawów tatrzańskich w różnych warstwach głębokości*, Pam. Tow. Tatrzańskiego, t. X, Kraków.
- 1893, *O stosunkach ciepłoty stawów tatrzańskich według pomiarów czynionych podczas pory letniej r. 1892 w różnych głębokościach*, Pam. Tow. Tatrzańskiego, t. XIV, Kraków, s. 1–4.

WINTER THERMAL CONDITIONS OF THE MORSKIE OKO LAKE

(summary)

Deep temperature soundings were made in March 1994 in the Morskie Oko Lake to study water temperature distribution during the winter period. Data were collected in 15 equispaced sites located on a straight profile connecting east and west banks of the lake. Thermistor sensor and precise Wheatston'e bridge were used for temperature measurements. The absolute accuracy was 0.1°C, the resolution – 0.005°C and the depth step – 0.5–1.0 m.

From the depth of 5 m under ice cover to the bottom of the lake water temperature was changing very slightly in the range of 0.1°C, nevertheless thermal stratification was distinct.

Winter surface termocline existed to the depth of 3.5 m while depth termocline was detected at the depth changing from 12 m (E bank) to 16 m (W bank).

The map of isotherms confirms generally typical, lateral stratification of water temperature with depth. However, in a few portions of the section patterns characteristic for convection proceses were noticed. The most interesting was vertical disturbance of isotherms which took place between S-10 and S-11 sounding sites. This phenomenon correlates well with rapid, local, rocky elevation of the lake bottom visible on bathymetric map. It is possible that this obstacle disturbs deep water currents flowing from foothills of the Mnich peak, and as the result influences the temperature distribution.

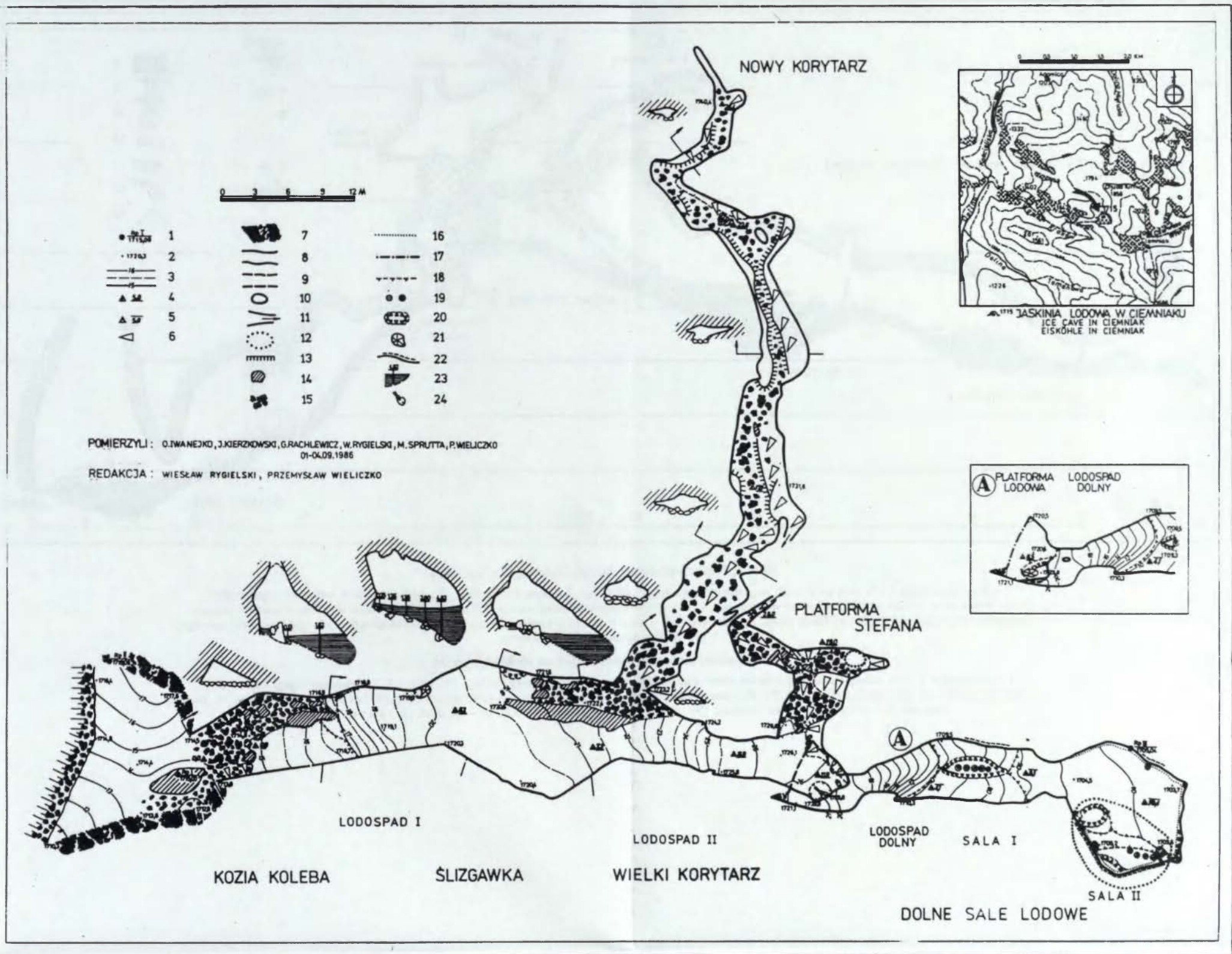
WIESŁAW RYGIELSKI,
WIESŁAW SIARZEWSKI

POKRYWA LODOWA JASKINI LODOWEJ W CIEMNIAKU W TATRACH ZACHODNICH

WSTĘP

Zjawisko trwałego utrzymywania się lodu w jaskiniach od dawna wzbudzało wielkie zainteresowanie wśród przyrodników. Przyczyny występowania lodu w jaskini Chaux les Passavant we Francji podał już w 1585 r. Benige Poissenot (Balch 1900). Jednak szczególne zainteresowanie tą problematyką miało miejsce pod koniec XIX w. W tym okresie eksploracja jaskiń z trwale utrzymującym się lodem – dlatego zwanych lodowymi – postawiła je w rzędzie największych jaskiń Europy. W 1938 r. jaskinia Eisriesenwelt w Austrii uchodziła za najdłuższą jaskinię starego kontynentu. Długość jej korytarzy wynosiła 38 km, a deniwelacje sięgały 480 m. Dzisiaj na liście „największych” dominują już inne jaskinie-giganty, zaś Eisriesenwelt pozostała największą jaskinią lodową na świecie. Rozwinięta w kilku poziomach, ma kilkanaście kilometrów korytarzy pokrytych trwale utrzymującym się lodem, którego objętość przekracza 100 000 m³. Jeszcze większą kubaturę lodu miała do niedawna Dobszyńska Jaskinia Lodowa położona w Niskich Tatrach. Jego ilość oszacowano nawet na 145 000 m³ (Dropa 1960). Z około 1000 znanych dotychczas jaskiń lodowych blisko 70% znajduje się w Europie.

Intrygujące zjawisko przechowywania się w jaskiniach lodu próbowano wyjaśnić wielorako. W XVIII w. Saussure (*vide* Minvielle 1972) tłumaczył ten fakt „klimatem polarnym właściwym jaskiniom”. Funkcjonowało też szereg innych, czasem fantastycznych teorii. Popularny był zwłaszcza pogląd głoszący, że jest to relikwiny epoki glacialnej (*vide* Gadomski 1926). Dopiero w końcu XIX i w XX w. pojawiło się wiele prac nowocześnie tłumaczących zjawisko zalodzenia jaskiń (m. in. Knebel 1906), a zwłaszcza synteza E. S. Balcha (1900). W późniejszych latach problematyką jaskiń lodowych i znajdującego się w nich lodu zajmowali się między innymi: Cailleux, Dropa, Halliday, Kwietok-Krofta, Maksimowicz, Milić, Sincl i Tricart. Według współczesnych poglądów zjawisko zalodzenia jaskiń wiąże się przede wszystkim z dwoma czynnikami: morfologią korytarzy

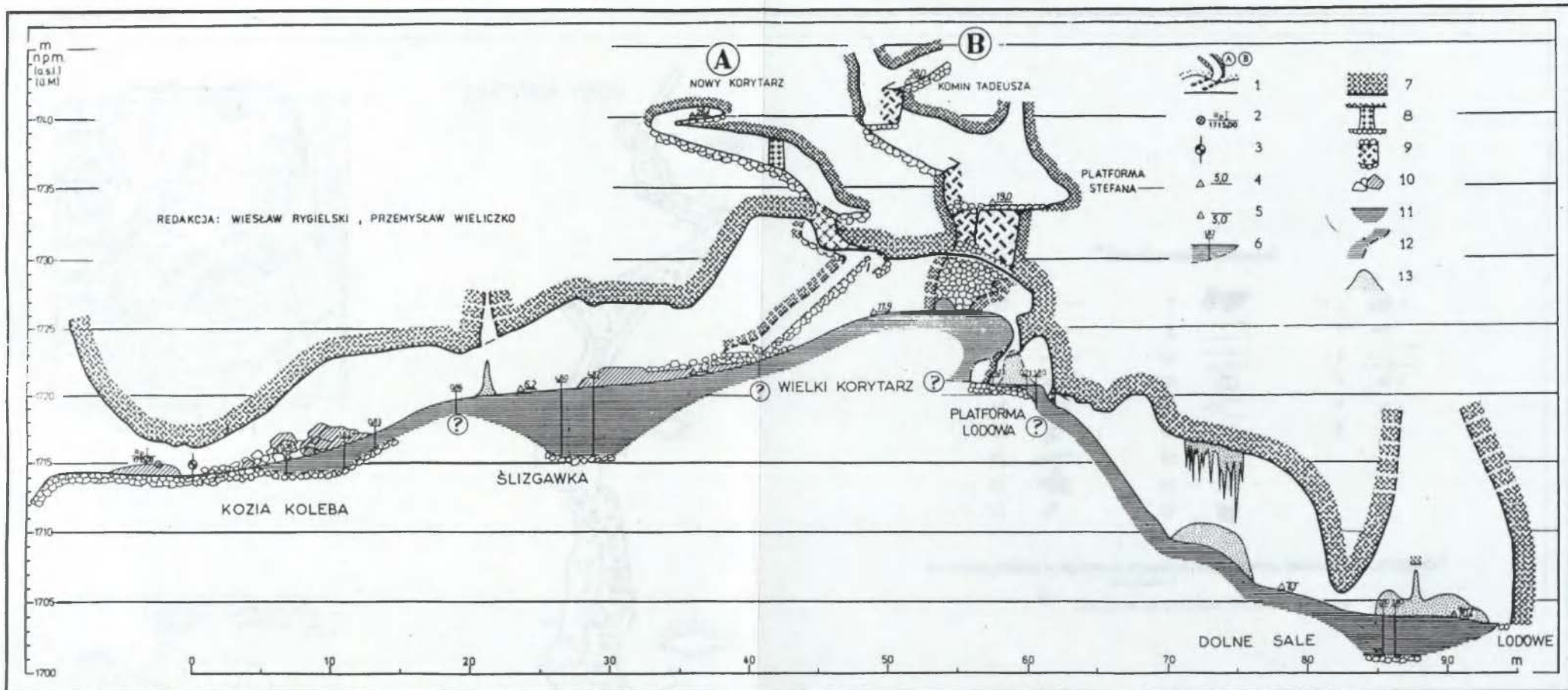


Ryc. 1. Plan Jaskini Lodowej w Ciemniaku. W bloku zaznaczona lokalizacja jaskini

- 1 – repery (m npm.), 2 – punkty pomiarowe (m npm.), 3 – poziomice (m npm.), 4 – wysokości powyżej otworu, 5 – wysokości poniżej otworu, 6 – kierunek nachylenia spągu i powierzchni skalnych, 7 – ściana masywu skalnego, 8 – korytarz, 9 – korytarz biegnący pod wyżej położonym, 10 – filar skalny, 11 – komin, 12 – korytarz wyklinowujący się, 13 – progi i krawędzie półek skalnych, 14 – charakterystyczne głązy i bloki skalne, 15 – kamienie, 16 – zasięg lodu, 17 – ściana lodowa, 18 – stopień lodowy, 19 – stalagmity i stalaktyty lodowe, 20 – stożek lodowy, 21 – kolumna lodowa, 22 – polewa lodowa ściany, 23 – pokrywa lodowa na dnie, 24 – otwór zejściowy do dolnych partii

Map of the Ice Cave on Mount Ciemniak

- 1 – survey station, marked, 1st order, 2 – survey point, 2nd order, 3 – contour line, height in m a. s. l. (shortened form), 4 – elevation of cave floor above entrance, 5 – elevation of cave under entrance, 6 – inclination of floor and rock surfaces, 7 – rock wall, 8 – passage, 9 – underlying passage, 10 – rock pillar, 11 – chimney, 12 – unappeasable continuation of passage, 13 – thresholds and edges of rock benches, 14 – major breakdown blocks, 15 – rubble, 16 – ice limit, 17 – ice wall, 18 – ice step, 19 – ice stalagmite and stalactite, 20 – ice cone, 21 – ice column, 22 – ice-covered wall, 23 – ice sheet, 24 – vertical entrance to lower parts

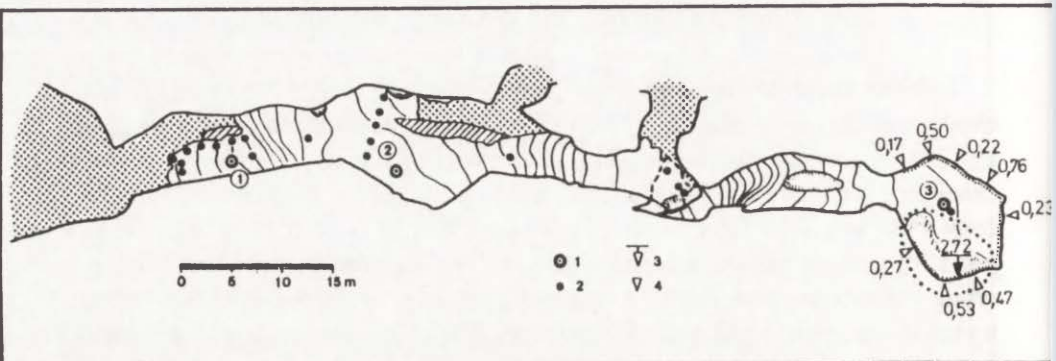


Ryc. 2. Przekrój podłużny Jaskini Lodowej w Ciemniaku

- 1 – korytarze boczne A i B; rzuty prostopadłe na płaszczyznę przekroju podłużnego, 2 – reper 1715 m n.p.m., 3 – początek jaskini, wysokość względna 0,0 m, 4 – wysokość w metrach nad poziom otworu wejściowego, 5 – wysokość w metrach poniżej otworu wejściowego, 6 – głębokość wiercenia w lodzie w metrach i przypuszczalny spąg lodu, 7 – strop i ściana skalna, 8 – filar skalny, 9 – próg skalny, 10 – kamienie i charakterystyczne bloki skalne, 11 – pokrywa lodowa na dnie, 12 – lodowa ściana, 13 – formy lodowe

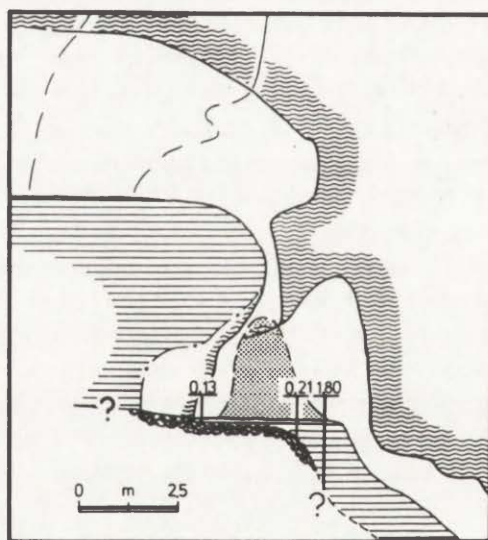
Longitudinal section of the Ice Cave on Mount Ciemniak

- 1 – side passage A & B, orthogonal projection on the plane of the longitudinal section, 2 – survey station – 1715 m a. s. l., 3 – entrance, related altitude 0.0 m, 4 – elevation of the cave floor above entrance (m), 5 – elevation of the cave floor under entrance (m), 6 – depth of ice drilling (m) and probable rock bottom, 7 – roof and rock wall, 8 – rock pillar, 9 – rock threshold, 10 – stones and major breakdown blocks, 11 – ice sheet, 12 – ice wall, 13 – ice forms



Ryc. 3. Szkic lokalizacji wierceń opróbowanych (1) i sondażowych (2); głębokość (3) i szerokość (4) szczeliny marginalnej pomiędzy lodem i ścianą skalną (w m)

Location sketch-map of drilling sampling (1) and sounding (2) sites, depth (3) and width (4) of a marginal crevasse between the anchor ice and rock wall [m]



Ryc. 4. Platforma lodowa; rozmieszczenie i głębokości wierceń

Ice platform between lower and upper horizons of the cave; sound drilling sits are presented

liński 1951, 1953, 1961). Szereg informacji dotyczących jaskini znajduje się także w pracach między innymi A. Gadomskiego (1923, 1924, 1926), L. Chrobaka (1925), W. Goetla (1925), A. Wrzoska (1933), J. Szokalskiego (1934), K. Kowalskiego (1953, 1955, 1965), R. Gradzińskiego i Z. Wójcika (1961), S. Wójcika (1962), Z. Wójcika (1969), Z. Jaworowskiego (1971), B. Koisara i Ch. Parmy (1971).

W 1986 r. w ramach współpracy Tatrzańskiego Parku Narodowego z Sekcją

Speleologiczną Studenckiego Koła Naukowego Geografów UAM oraz Muzeum Krasu w Heimkehle (Niemcy) przeprowadzono kompleksowe badania jaskini: wiercenia z poborem próbek do analiz chemicznych, palinologicznych, izotopowych (^{18}O , ^2H (Deuter), ^3H (Tryt), ^{210}Pb), pomiary temperatury wnętrza lodu w odwiertach, a także inne obserwacje glaciologiczne i geologiczne (Rygielski i in. 1988). Wykonano także kartowanie jaskini, w tym ciągu głównego metodą niwelacji technicznej (teodolit T-30 „PZO” – Rygielski, Wieliczko 1988). Opracowano plan i przekrój podłużny jaskini w skali 1:100 (ryc. 1–3). Pomiary termiki, cyrkulacji i stratyfikacji termicznej powietrza oraz zmienności powierzchni pokrywy lodowej prowadzone były systematycznie w okresie 1986–1989. Później prowadzono jedynie kontrolne pomiary miąższości pokrywy lodowej.

Uzyskane w trakcie tych badań materiały dokumentacyjne nie zostały dotychczas jeszcze w całości opracowane. Dotyczy to zwłaszcza materiałów dotyczących wieku i chemizmu pokrywy lodowej. Przy ich analizie wystąpiły trudności z jednoznaczną interpretacją. Obecnie prezentowana jest część materiałów zawierająca wyniki badań mikroklimatycznych i glaciologicznych, które dostarczają nowych danych dotyczących genezy i ewolucji form lodowych w jaskiniach zaliczonych do typu jaskiń lodowych jednootworowych.

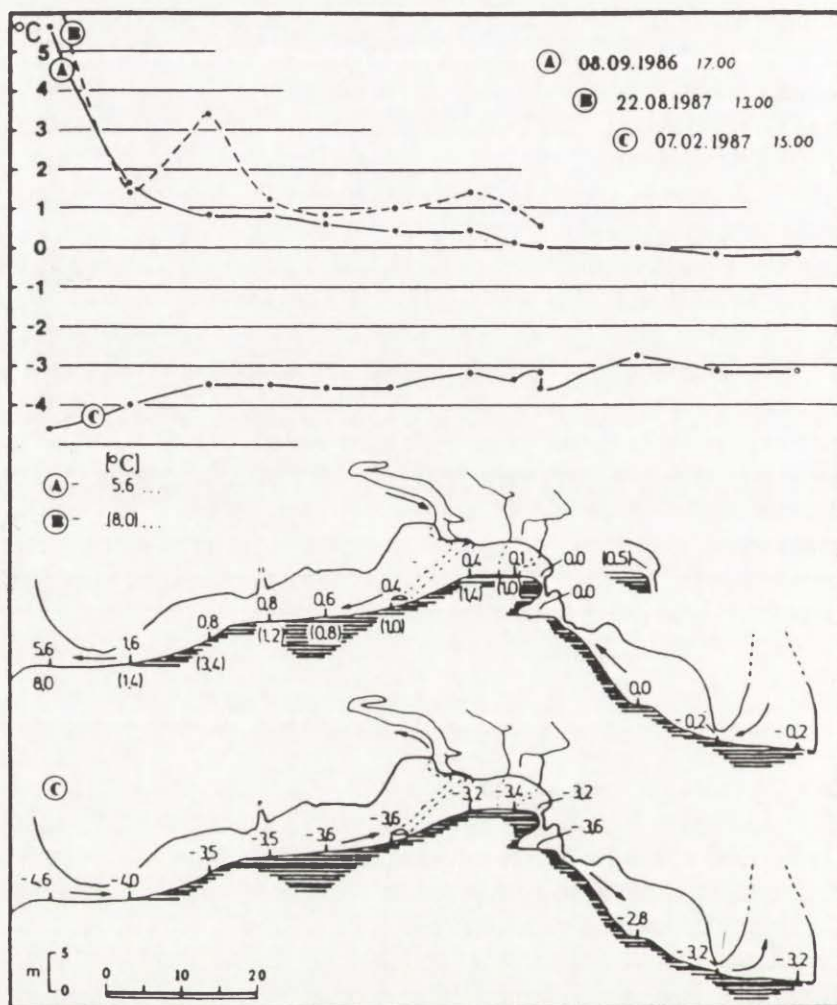
REŻIM TERMICZNO-CYRKULACYJNY JASKINI

Ze względu na panujący w Jaskini Lodowej w Ciemniaku mikroklimat należy ją zaliczyć do jaskiń dynamicznych (według definicji Puliny 1968, 1974)). W latach 1986–1989 w dolnym piętrze temperatura zmieniała się od $-0,2^\circ\text{C}$ latem do $-3,2^\circ\text{C}$ zimą (ryc. 5). Zmiany dobowe były również wyraźne, dochodząc do $0,4^\circ\text{C}$ i sięgały do końca górnego piętra (ryc. 6).

Cyrkulacja zimowa rozpoczyna się najwcześniej na przełomie września i października. Powietrze o temperaturze wyższej w stosunku do temperatury powietrza na stokach Ciemniaka o tej porze roku unosi się do góry i poprzez kominy oraz system spękań skały uchodzi na zewnątrz. W jego miejsce otworem wejściowym napływa zimne powietrze do wnętrza jaskini (ryc. 5). Decydującą rolę w zachowaniu silnej cyrkulacji zimowej odgrywa zatem obecność kominów w części końcowej górnego i dolnego piętra, które poprzez spękania skały utrzymują wymianę powietrza z atmosferą zewnętrzną (efekt kominowy; Wigley, Brown 1976).

W okresie od marca do czerwca nie stwierdza się wyraźnego ruchu powietrza. Długość trwania tego okresu, to znaczy okresu przedłużenia warunków zimowych wewnątrz jaskini, wpływa w istotny sposób na możliwość trwałego zachowania się lodu.

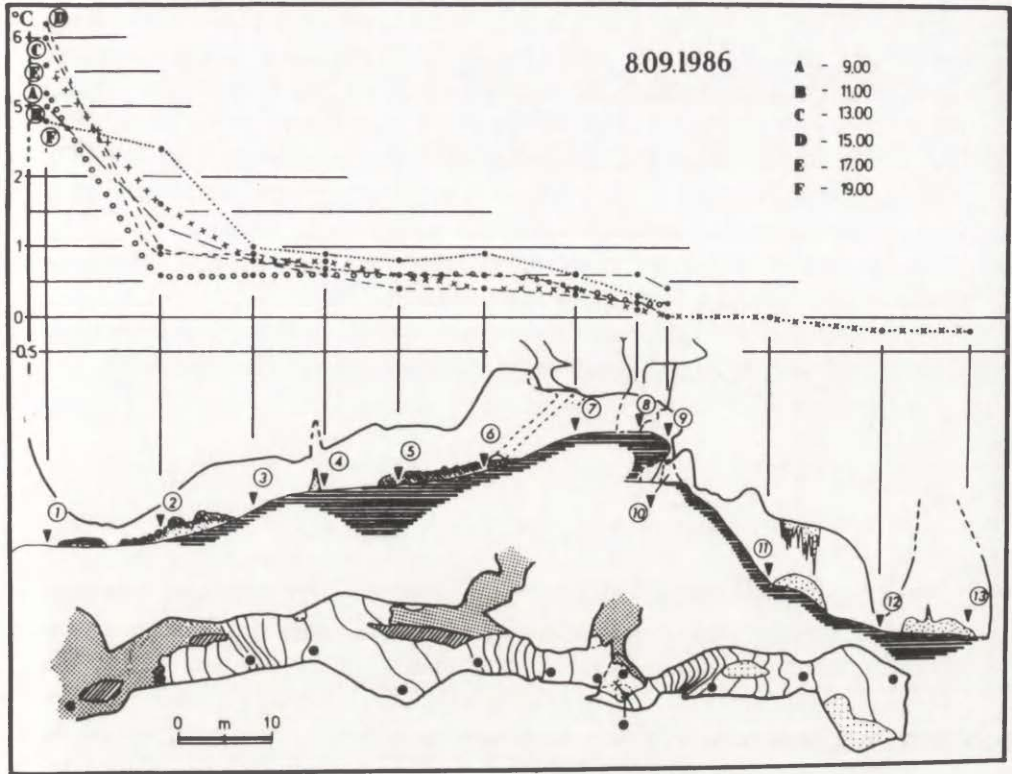
Pod koniec czerwca lub w lipcu rozpoczyna się cyrkulacja letnia (ryc. 5). Zimne powietrze wnętrza jaskini grawitacyjnie wypływa otworem wejściowym, a w jego miejsce, poprzez kominy oraz spękania skały w stropie jaskini, zasysa-



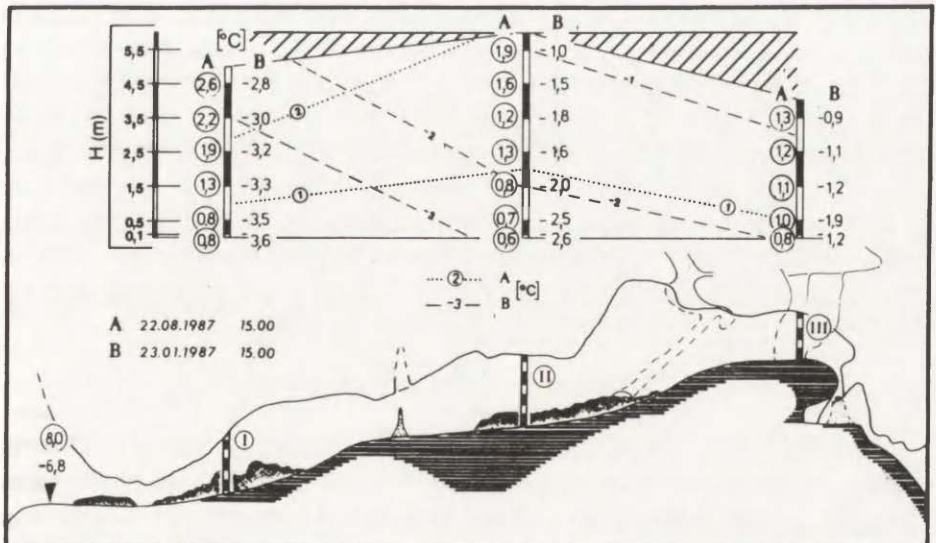
Ryc. 5. Wybrane charakterystyczne profile termiczne oraz cyrkulacja powietrza – letnia (A, B) i zimowa (C)

Selected typical temperature profiles and air circulation in the summer (A, B) and winter (C)

ne jest cieplejsze, zewnętrzne powietrze. Jego napływ do jaskini otworem wejściowym jest utrudniony wskutek przeciwstawnej tendencji cyrkulacji powietrza. Topnienie śniegu, który zimą dostał się w przyotworową część jaskini, przebiega zarówno od strony otworu, jak i od jej wnętrza. W końcu sierpnia temperatura powietrza mierzona 10 cm nad lodem w górnym piętrze jaskini wynosi 0,6–0,8 °C. W układzie pionowym korytarza temperatura wzrasta znacznie wolniej niż zimą (ryc. 7). Nad powierzchnią lodu powstaje warstwa zimniejszego powietrza zwalniająca proces ablacji lodu. Ponadto, z dolnych sal lodowych, które stanowią duży rezerwar zimnego powietrza, następuje jego przemieszczanie się do piętra



Ryc. 6. Przebieg dziennej temperatury w profilu podłużnym jaskini
Diurnal temperature variation in the longitudinal profile



Ryc. 7. Stratyfikacja termiczna powietrza górnego piętra jaskini na podstawie pomiarów termometrem termistorowym w trzech (I, II, III) wybranych profilach pionowych (H [m])
Air thermal stratification of the upper horizon of the cave, based on measurements with thermistor thermometer in three (I, II, III) vertical profiles

górnego (ryc. 5), powodując dalsze spowolnienie procesów topnienia lodu. Ruch ten jest następstwem różnicy ciśnień pomiędzy piętrami jaskini, która powstaje w wyniku grawitacyjnej ucieczki zimnego powietrza z górnego piętra. Wąski otwór łączący oba piętra skutecznie utrudnia wymianę powietrza w jaskini. Sytuacja komplikuje się, gdy otwór ten zostaje zamknięty korkiem lodowym (zima 1986/87). Następuje wówczas szybsza degradacja lodu w górnym piętrze, ale równocześnie większy jest przyrost lodu wiosną w sali końcowej tego piętra. Zaburzenie cyrkulacji powoduje jednak zadziałanie termiczno-cyrkulacyjnego mechanizmu sprzężenia zwrotnego prowadzącego do odblokowania otworu po kilku latach.

Jaskinia Lodowa w Ciemniaku ma reżim termiczno-cyrkulacyjny, który można uznać za typowy dla jaskiń lodowych jednotworowych (por. ryc. 5–7).

PRZESTRZENNA I CZASOWA ZMIENNOŚĆ POKRYWY LODOWEJ

STRUKTURA LODU W PROFILU PIONOWYM

Pokrywa lodowa (lód pokrywowy) zajmuje prawie całą szerokość głównego korytarza jaskini (ryc. 1). Stwierdzona jego miąższość wynosi 5,7 m, a prawdopodobnie jest nawet większa w miejscach niedostępnych dla wierceń czy dla obserwacji bezpośrednich. Lód wykazuje strukturę „warwową”, gdzie warstwy letnie mają grubość 0,1–2,0 cm, a zimowe do 12,5 cm. Należy zaznaczyć, że w rdzeniach wiertniczych widoczna jest niekiedy inwersja grubości lamin – laminy letnie, nasycone wodą powstałą podczas kruszenia struktury lodu, są zwykle grubsze. Często zakończeniem laminy letniej jest cienkie powleczenie pyłem wapiennym, którego powstanie związane jest z procesem kriochemicznym – wytrącaniem się węglanów z nasyconego roztworu wodnego w czasie zamarzania (Pulina 1984), bądź pylasto-gliniasto-gruzowy horyzont. Przewarstwienia te są zapisem letniej ablacji powierzchni lodu oraz procesów wietrzeniowych na ścianach i stropie jaskini. Horyzonty gruboklastyczne wskazują na dłuższe okresy z przewagą topnienia oraz świadczą o przerwach w ciągłości w profilu pionowym lodu. W dolnej części profilu następuje stopniowe wzbogacanie lodu w gruz wapienny aż do przejścia lodu bazalnego w glinę z niewielką zawartością lodu. Profil ten podobny jest do modelu formowania gliny morenowej (Lavrushin 1971), który zakłada depozycję gliny poniżej aktywnego, przesuwającego się lodu lodowcowego.

POSTĘPOWY RUCH LODU

Warunki mobilności lodu, które szerzej omawia między innymi E. Orowan (1949), mogą być spełnione w jaskiniach. Potencjalny ruch lodu jest bowiem funkcją kąta nachylenia stoku i grubości lodu. Jednakże nachylenie podłoża lodu zmienia się wzdłuż profilu podłużnego jaskini, podobnie jak grubość lodu, która zmienia się jednak niezgodnie do morfologii podłoża. Dlatego pewne partie lodu

mogą przekraczać granicę plastyczności i naciskać na inne, bardziej stabilne masy lodu. Zmienność przekroju poprzecznego korytarza powoduje, że naprężenia działające na każdy punkt lodu nie są równe. Ten czynnik dodatkowo może komplikować ruch lodu. Według P. A. Shumskiego (1964) plastyczne zachowanie się lodu „ciepłego”, a więc lodu o temperaturze bliskiej punktu topienia (w Jaskini Lodowej w Ciemniaku temperatura spągu lodu wynosi od $-0,6$ do $-0,1^{\circ}\text{C}$), ułatwia obecność wody wewnątrz warstw i na granicach kryształów.

Trudno na razie jednoznacznie stwierdzić, czy lód w Jaskini Lodowej w Ciemniaku wykazuje mobilność. Istnieje jednak szereg przesłanek, które wskazują, że ruch postępowy lodu miał miejsce w przeszłości, w okresach dodatniego bilansu masy lodowej, a w niewielkim zakresie, lokalnie, możliwy jest i obecnie. Świadczą o tym następujące przesłanki:

1) występowanie prawie poziomych spękań niezgodnych ze stratyfikacją lodu, które mogą dowodzić jego ruchu wzdłuż wewnętrznych powierzchni ślizgu oraz występowanie prawie pionowych spękań, mogących świadczyć o różnej dynamice ruchu centralnych i brzeżnych partii lodu;

2) spękania widoczne na powierzchni lodu mogą być efektem tensji różnych dynamicznie partii lodu (albo też osiadania w wyniku topienia się lodu od dołu, od podłoża);

3) miękkie, plastyczne deformacje bazalnych warstw lodu – objawy uplastycznienia (?);

4) azymuty dłuższych osi okruchów skalnych tkwiących w lodzie są zgodne z osią korytarzy jaskini; podobną cechą charakteryzują się kamienie transportowane w środowisku poruszającego się lodowca (m. in. Boulton 1970);

5) rozwój progów lodowych na zwężeniach przekroju poprzecznego korytarza, a więc w potencjalnych miejscach kompresji lodu.

Sugestie dotyczące ruchu lodu w tej jaskini wysuwał także już wcześniej między innymi A. Gadomski (1923, 1926), a o możliwości ruchu stromego lodospadu w Jaskini Śnieżnej pisali B. Koisar i Ch. Parma (1971).

BILANS MASY LODOWEJ

Obserwacje poziomu lodu w jaskini wskazują, że od jesieni 1986 r. do jesieni 1988 r. nastąpiło obniżenie powierzchni lodu od 0,5 cm do 2,2 cm w części środkowej górnego piętra i 5,5 cm w jego części przyotworowej. W porównaniu z planami Zwolińskich, w ciągu 64 lat ubyło w górnym piętrze od 2 do 4 m lodu, a więc średnio 5 cm rocznie. Największe wytapianie się lodu zarejestrowano w strefach lodospadów, które albo zanikły, albo cofnęły się w głąb korytarza. Szczególnie charakterystyczna jest tu zwłaszcza zmiana morfologii czoła pokrywy lodowej w strefie przyotworowej. Miejsce dawnego, wysokiego i „wypukłego” progu zajmuje obecnie płaska, lekko pochyła płaszczyzna lodowa sięgająca do progu przed pierwszą salą, tzw. „Ślizgawka” (ryc. 2). Taka zmiana w morfologii pokrywy lodowej może wskazywać obecnie na brak ruchu lodu w tej stre-

fie. Całkowicie zanikł też lodospad zaznaczony na planie S. i T. Zwolińskich w środkowej sali (por. ryc. 1, 2). Ubyło zatem około 4 m lodu w strefie nieistniejącego już progu. Nowy próg lodowy zarysował się natomiast w Wielkim Korytarzu prowadzącym do sali końcowej górnego piętra. Potraktować to można jako cofnięcie lodospadu z sali środkowej w głąb jaskini.

Wyjątkowo silny ubytek lodu w jaskini zanotowano na początku lat pięćdziesiątych (S. Zwoliński 1953). Wydaje się, że ujemny bilans masy lodu w XX w. wynika z nałożenia się dwóch zjawisk:

1) nadmiernej penetracji jaskini przez ludzi, szczególnie po jej ponownym odkryciu w 1922 r. i związanym z tym zakłócaniem chwiejnej równowagi termiczno-cyrkulacyjnej atmosfery jaskini;

2) ocieplenia klimatu, udokumentowanym na półkuli północnej przez Mitchella (1961) od 1880 r. (recesja lodowców alpejskich od 1866 r., Lliboutry 1965), przy czym najcieplejszy okres przypadł na lata 1920–1940 (1933–1952 wg Lamba 1977). Wallén (1986) ocieplenie klimatu półkuli północnej udowadnia w latach 1880–1950. Obserwacje stacji meteorologicznej przy Obserwatorium Astronomicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie wskazują, że na przedpolu Karpat systematyczny wzrost średniej temperatury powietrza notowano już od roku rozpoczęcia stałych pomiarów, tj. od 1826 roku (Trepińska 1976).

WIEK POKRYWY LODOWEJ

Do tej pory nie udało się jednoznacznie określić, od kiedy gromadzi się lód w Jaskini Lodowej w Ciemniaku. Dotychczas jedyną próbą określenia jego wieku było policzenie warstewek lodu w szczelinie przy południowej ścianie jaskini przez S. Zwolińskiego (1953). W trakcie badań w 1986 r. w jednym metrze odwiertu z rejonu „Ślizgawki” naliczono 70 warstewek rocznych (Rygielski i in. 1988), co odpowiada wynikowi uzyskanemu przez S. Zwolińskiego. Jednak metoda ta pozwala jedynie oszacować minimalny wiek lodu. Wynika to między innymi z faktu występowania w trakcie ogólnej akumulacji lodu dłuższych okresów z przewagą jego topnienia oraz stwierdzone, między innymi w wierceniach, wytapianie się go także od podłoża. Inne metody określenia wieku tego lodu nie dały jak dotąd zadowalających wyników.

W trakcie swoich badań S. Zwoliński (1953) naliczył blisko 400 warstw lodu. Jeżeli przyjąć, że taki jest wiek lodu w jaskini, to wynik ten dobrze koresponduje z danymi uzyskanymi z analizy palinologicznej. W całym przekroju lodu, w tym i w jego spagu, znaleziono śladowe ilości pyłków zbóż. Ich występowanie związane jest prawdopodobnie z rozwojem osadnictwa na przedpolu Tatr od XIII–XIV w. poczynając. Ślady osadnictwa w Kotlinie Nowotarskiej, zaznaczone w diagramach pyłkowych, W. Koperowa (1962) łączy z połową XIV w. Występujące w bazalnym lodzie pyłki zbóż nie są jednak wskaźnikiem maksymalnego wieku pokrywy lodowej. Gromadzenie się jego warstw mogło bowiem rozpocząć się jeszcze przed pojawieniem się upraw zbożowych na przedpolu Tatr. Należy

również pamiętać, że wytopianie się lodu od podłoża mogło spowodować redukcję najstarszych warstw lodu.

Można więc przypuszczać, że akumulacja pokrywy lodowej rozpoczęła się nie później niż na początku małej epoki lodowej (koniec XVI w), a prawdopodobnie wcześniej – być może już w okresie ochłodzenia klimatu Europy, które zanotowano na początku XIV wieku (Lamb 1977). Ochłodzenie to objęło niektóre obszary górskie, między innymi Skandynawię i Alpy, już w XII–XIV w. (Brooks 1954; Le Roy Ladurie 1967 i in.).

W Polsce, na przedpolu Karpat, pogorszenie się klimatu miało miejsce prawdopodobnie w XV w. (Polackówna 1925), natomiast w Karpatach, przez analogię z innymi obszarami górkimi Europy (Brooks 1954), proces ten mógł rozpocząć się wcześniej. Taki pogląd uzasadnia między innymi wniosek wypływający z porównania krzywych średniej temperatury powietrza czerwca i lipca dla Alp i Tatr, wyprowadzonych z analiz dendrochronologicznych dla okresu 1741–1965 (Bednarz 1984). Krzywe te wykazują bowiem wyraźne analogie w kształtowaniu się warunków termicznych w tych dwóch pasmach górskich. Przypuszczać więc można, że ochłodzenie klimatu Europy poprzedzające małą epokę lodową, które, jak już wspomniano, swym wpływem objęło między innymi Alpy, mogło mieć miejsce także w Tatrach.

UWAGI KOŃCOWE

Jaskinia Lodowa w Ciemniaku należy do typu jaskiń lodowych jednootworowych, odznaczających się bogatym i różnorodnym wykształceniem form lodowych. Podstawową rolę w powstawaniu i utrzymywaniu się w niej lodu odgrywa mikroklimat, a zwłaszcza związana z nim specyficzna roczna cyrkulacja powietrza. Cyrkulację tę warunkuje morfologia jaskini – ciasny otwór wejściowy, obszerna górna i dolne komory, ciasne połączenie pomiędzy górnym a dolnym piętrzem, a przede wszystkim obecność w partiach końcowych kominów i systemów spękań, które umożliwiają wymianę powietrza pomiędzy jaskinią a powierzchnią.

Istota morfologii jaskini polega więc na zapewnieniu silnej zimowej cyrkulacji powietrza prowadzącej do znacznego wychłodzenia jej wnętrza, a następnie ograniczeniu dopływu do jaskini ciepłego powietrza w okresie lata. Znacznie mniejszą rolę odgrywa tu warunek uważany długo za podstawowy dla istnienia jaskiń lodowych, a mianowicie przebieg profilu podłużnego jaskini (korytarze opadające od otworu – Balch 1900; Knebel 1906 i in.).

Należy również odnotować fakt znacznego ubytku pokrywy lodowej w jaskini w latach 1994–1995. Jego przyczyn można dopatrywać się przede wszystkim w sytuacji atmosferycznej panującej na zewnątrz. Czy jest to tendencja trwała, czy też cykl krótkookresowy, który obserwowano już w jaskini na początku lat pięćdziesiątych, pokażą najbliższe lata. Zmiany miąższości pokrywy lodowej w jaskini są monitorowane na bieżąco.

LITERATURA

- Balch E. S., 1900, *Glacières or Freezing Caverns*, Allane, Lanne and Scott, reecycja, 1970.
- Bednarz Z., 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstruction of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741–1965*, *Dendrochronologia* 2, s. 63–72.
- Boulton G. S., 1970, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, *J. Glaciol.* 9, s. 213–229.
- Brooks C. E., 1954, *The climatic changes of the part thousand years*, *Experientia* 10, 4.
- Chrobak L., 1925, *Kilka spostrzeżeń dokonanych w grocie Lodowej w Kamiernem*, *Wierchy* 3, s. 215–216.
- Dobrowolski A. B., 1923, *Historia naturalna lodu*, Warszawa.
- Droppa A., 1960, *Dobšínska L'adová Jaskyňa*, Bratislava.
- Gadomski A., 1923, *Grota lodowa w Tatrach*, *Wiad. Geogr.* 1, 8, s. 141.
- 1924, *Nowe grotty lodowe w Tatrach*, *Orli Lot* 5, 1, s. 12–16.
- 1926, *Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr*, *Cieszyn*, s. 152.
- Goetel W., 1925, *W sprawie poznania Groty Lodowej w Kamiernem*, *Wierchy* 3, 214–215.
- Gradziński R., Wójcik Z., 1961, *Szata naciekowa jaskiń polskich*, *Ochr. Przyr.* 27, s. 214–238.
- Halliday W. R., 1966, *Depths of Earth: cave and caving of the United States*, Harper and Row, s. 398.
- Hill C. A., Forti P., 1986, *Cave minerals of the world*, *Nat. Speleo. Soc. Huntsville*, s. 238.
- Jaworowski Z., 1971, *Ołów w środowisku człowieka*, *Człowiek i Nauka*, WP, s. 185–211.
- Knebel W., 1906, *Höhlenkunde*, Braunschweig, s. 222.
- Koisar B., Parma Ch., 1971, *Lodowe jaskinie w Tatrach*, *Taternik* 2, s. 68–71.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenińska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, *Acta Paleobot.* 2, 3, s. 1–57.
- Kowalski K., 1953, *Jaskinie Polski. 2: Jaskinie Tatr Polskich*, PMA, s. 186.
- 1955, *Fauna jaskiń Tatr Polskich*, *Ochr. Przyr.* 23, s. 283–333.
- 1965, *Jaskinie Polski*, WP, Warszawa.
- Kozik A., 1983, *Strefa „perylacialna” w jaskiniach*, *Prace Nauk. UŚl.*, 164, *Geologia* 7, s. 99–101.
- Kunsky J., 1956, *Zjawiska krasowe*, PWN, Warszawa.
- Lamb H. H., 1977, *Climate. Present, past, future. 2: Climate history and the future*, Methuen and Co Ltd, London.
- Lavrushin Y. A., 1971, *Dynamische Fazies und Subfazies der Grundmoräne*, *Z. Angew. Geol.* 17, s. 337–343.
- Le Roy Ladurie E., 1967, *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris.
- Lliboutry L., 1965, *Grandes glaciations et recul des glaciers*, *Univ. Paris*, s. 1–19.
- Maksimowicz G. A., 1947, *Peščernye l'dy*, *Izv. Vsesoj. Geogr. Obšč.* 79, 5, s. 537–549.
- Minvielle P., 1972, *W głąb Ziemi*, Nasza Księgarnia, Warszawa.
- Mitchell J. N. Jr., 1961, *Recent secular changes of global temperature*, [w:] R. Fairbridge (ed.) *Solar variations climatic change and related geophysical problems*, *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 95, s. 235–250.
- Orowan E., 1949, *Joint meeting of the British Rheologists' Club and the Institute of Metals*, *J. Glaciol.* 1, s. 231–240.
- Ossowski G., 1883, *Czwarte sprawozdanie z badań antropologiczno-archeologicznych w jaskiniach okolic Krakowa dokonanych w 1882 r. oraz rozpoznanie przygotowawcze do badań jaskiń tatrzańskich*, *Zbiór Wiad. Antrop. Kraj.* AU 7, s. 66–88.

- Pawlikowski J. G., 1887, *Podziemne Kościeliska*, Pam. Tow. Tatr. 11, s. 33–48.
- Polaczkówna M., 1925, *Wahania klimatyczne w Polsce w wiekach średnich*, Prace Geogr. 5.
- Pulina M., 1968, *Termika powietrza w pieszczercach polskich Tatr*, Actes du V Cong. Int. de Speleo. Jougosl. 3, s. 195–204.
- 1971, *Typy lodu w tatrzańskich jaskiniach*, Slovensky Kras 9, s. 57–74.
- 1974, *Niektóre mikroklimatyczne charakterystyki jaskyn w polskich Tatrach*, [w:] M. Koncek (red.) *Klimat Tatr*, SAV, s. 702–707.
- 1984, *The effects of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen*, Pol. Polar Res. 5, 3–4, s. 137–163.
- Pulinowa M. Z., Pulina M. 1972, *Phénomènes cryogènes dans les grottes et gouffres des Tatras*, Biul. Perygl. 21, s. 201–235.
- Roth S., 1882, *Die Höhlen der Hohen Tatra und Umgebung*, Jahrb. des Ungarischen Karpathen Verein 9, s. 333–356.
- Rygielski W., Wieliczko P., 1988, *Pomiary geodezyjne i dynamika powierzchni lodu w Jaskini Lodowej w Ciemniaku (Tatry Zachodnie)*, Spraw. PTPN za 1986, 105, s. 163–166.
- Rygielski W., Siarzewski W., Völker R., Wieliczko P., 1988, *Badania glaciologiczne i geologiczne Jaskini Lodowej w Ciemniaku w Tatrach Zachodnich – doniesienie wstępne*, Spraw. PTPN za 1986, 105, s. 43–46.
- Shumskii P. A., 1964, *Principles of structural glaciology*, Dover Publications Inc., New York, s. 497.
- Siarzewski W., 1981, *Jaskinie lodowe w Tatrach*, rękopis w archiwum TPN.
- 1994, *Jaskinie Lodowe w Tatrach*, [w:] J. Grodzicki (red.) *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego 5*, PTPNoZ, s. 11–47.
- Szokalski J., 1934, *Przewodnik po jaskiniach Tatr Polskich*, Warszawa, s. 51.
- Trepińska J., 1976, *Współczesne fluktuacje klimatyczne a problemy żywnościowe*, Gaz. Obser. IMGW 2.
- Wallén C. C., 1986, *Impact of present century climate fluctuations in the northern hemisphere*, Geogr. Ann. 68A, 4, s. 245–278.
- White W. B., 1976, *Cave minerals and speleothems*, [w:] T. D. Ford, C. H. D. Cullingford (eds), *The science of speleology*, Academic Press, s. 267–327.
- Wigley T. M. L., Brown M. C., 1976, *The physics of cave*, [w:] T. D. Ford, C. H. D. Cullingford (eds), *The science of speleology*, Academic Press, s. 330–358.
- Wójcik S., 1962, *Jaskinie Lodowe w Tatrach Polskich*, Wierchy 30, s. 227–233.
- Wójcik Z., 1969, *Wąwóz Kraków w Tatrach*, Ochr. Przyr. 34, s. 227–253.
- Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*, Wiad. Sł. Geogr. 7, s. 235–273.
- Zwoliński S., 1933, *Z podziemnego świata Tatr*, Wierchy 11, s. 205–208.
- 1951, *Grota Lodowa w Tatrach*, Zab. Przyr. Nieożyw. 1, 4, s. 19–23.
- 1953, *Jaskinie lodowe*, Wszechświat 2–3, s. 55–61.
- 1961, *W podziemiach tatrzańskich*, Wyd. Geol. s. 251.
- Zwoliński T., 1923, *Nieznanne groty Doliny Kościeliskiej*, Wierchy 1, s. 26–43.

ICE COVER IN THE ICE CAVE IN THE CIEMNIAK MASSIF (WESTERN TATRA MOUNTAINS)

(summary)

Ice Cave on Mount Ciemniak is located in the upper parts of the Cracow Gorge karst formation in the Polish part of the Western Tatra Mountains. The cave has a single entrance

and is developed at two different levels. It stands out among the high-teen known ice caves in the Polish Tatras because of its rich and varied collection of ice speleothems. The most common of them is the ice sheet coating the cave floor; it has a stratified structure with summer and winter layers. Coring and direct observations show that the thickness of the ice amounts to 5.7 m on the "upper storey" of the cave and 2.8 m on the "lower storey". There are indications of the ice having displayed local liability. What seems to play the crucial role in determining the behaviour of the ice is the annual cycle of air circulation, conditioned by the morphology of the cave – namely by the presence in its end sections of chimneys and fissures which induce favourable air circulation by providing a connection between the cave air and the external atmosphere. Of much less importance is another factor, for a long time regarded as essential – the shape of the longitudinal profile of the cave. As if to defy the classic view of the subject, Ice Cave has an ascending entrance passage. The mass balance of the cave ice is negative: over the last 64 years the ice sheet has been worn down by two to four metres in some places. The process is the result of 1) excessive penetration of the cave by groups of people and 2) the amelioration of the Northern Hemisphere climate evidenced since the end of the 19th c. The initiatory deposition of perennial ice on the cave floor can be dated back to the beginning of the "Little Ice Age" (the 16th c.) or to the period of climatic deterioration that anticipated it in certain highland areas of Europe (the 12th to the 14th c.).

Upzejmie zawiadamiamy, iż od 1995 r. wydawcą
Prac Geograficznych oraz Dokumentacji Geograficznej Instytutu Geografii
i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie
jest **Wydawnictwo Continuo** we Wrocławiu

Dotychczas wydano lub są przygotowywane do druku następujące publikacje:

w serii **Prace Geograficzne**

- nr 163 – Halina SZULC, *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*
1995, s. 112, 40 il., 1 mapa, zł 9.0,-
- nr 164 – Ryszard GLAZIK, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*
1995, s. 190, 56 il., zł 12.0,-
- nr 165 – Katarzyna DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA, *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb i masy zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*
1995, s. 82, 25 il., wklejka barwna, zł 5.10,-
- nr 166 – Joanna PLIT, *Antropogeniczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do 1990 r.)*
1996, s. 135, 45 il., zł 9.00,-

w serii **Geographical Studies, Special Issue**

- no. 8 – Leszek STARKEL (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part V*
1995, s. 152, 62 il., zł 12.0,-
- no. 9 – Leszek STARKEL (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part VI*
w druku, przewidywana cena zł 15.0,-

w serii **Dokumentacja Geograficzna**

- 1/1995 – Stefan KOZARSKI, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacji geosystemu (~ 20 ka → 10 ka BP)*
1995, s. 84, 16 il., 3 tabl., zł 5.20,-
- 2/1995 – Piotr GĘBICA, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie*
1995, s. 92, 23 il., zł 5.20,-
- 3/1995 – Andrzej GAWRYSZEWSKI, *Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846-1967)*
1995, s. 102, zł 6.00,-
- 4/1996 – Adam KOTARBA (red.), *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II*
1996, s. 70, 32 il., zł 6.00,-

Zamówienia na poszczególne tytuły można składać pisemnie lub faxem pod adres:

WYDAWNICTWO
Continuo

ul. Czackiego 46/1
51-607 Wrocław
tel./fax 071/48-37-54

<http://rcin.org.pl>

**WYDAWNICTWA IGIPZ PAN
VARIA**

- Bibliografia Geografii Polskiej 1987–1989**, cz. I, cz. II, 1995, 630 s., zł 35,-
Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12,-
Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. **Mapy XVIII wieku**. Oprac. T. Pačko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25,-

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. **Restructuring of economies and regional development**, Warszawa 1988, 156 s.
2. **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities**, Warszawa 1988, 184 s.
3. **The state, modes of production and world political map**, Warszawa 1989, 186 s.
4. **Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topo-climatology**, Warszawa 1990, 223 s.
5. **Agricultural classifications. A review of methodology**, Warszawa 1990, 69 s.
6. **Global change regional research centres**, Warszawa 1990, 181 s.
7. **The impact of urbanization upon rural areas**, Warszawa 1990, 272 s.
8. **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe**, Warszawa 1990, 322 s.
9. **Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health**, Warszawa 1990, 322 s.
10. **Evolution of population and economic activities in urban regions**, Warszawa 1990, 168 s.
11. **Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility**, Warszawa 1991, 123 s., zł 0,50,-
12. **Restructuring and spatial strategy**, Warszawa 1991, 203 s., zł 0,50,-
13. **Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe**, Warszawa 1991, 215 s., zł 2,-
14. **Sesja naukowa IGIPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991**, Warszawa 1991, 156 s., zł 2,-
15. **Housing and urban policy in transition**, Warszawa 1992, 112 s., zł 2,-
16. **Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland**, Warszawa 1992, 158 s., zł 2,-
17. **Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography**, Warszawa 1993, 128 s., zł 2,-
18. **Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18 1991**, Warszawa 1993, 187 s., zł 3,-
19. **Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9 1992**, Warszawa 1994, 276 s., zł 15,-
20. **Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins**, Warszawa 1995, 124 s., zł 9,-
21. **EURO-MAB IV. Mountain zonality facing global change**, Warszawa 1995, 176 s., zł 10,-/18,-
22. **Polish eastern border. Past and present problems**, Warszawa 1995, 96 s., zł 8,-/14,-
23. **Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigation in Poland and abroad**, Warszawa 1995, 236 s., zł 16,-/24,-
24. **Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy**, Warszawa 1995, 168 s., zł 18,-/28,-

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
z ostatnich lat

1993

1. T. LIJEWSKI, E. S. SUJKO – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,-
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,-
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3, -
- 4-5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4, -
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4, -

1994

- 1-2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,-
 - 3-4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970-1988, 77 s., zł 10,-
 - 5-6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953-1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5-6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953-1993, 69 s., zł 10,-

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,-
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,-
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846-1967), s. 102, zł 6.00,-

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6.00,-