

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MAREK GRZEŚ

**BADANIA NAD TERMIKĄ
I ZŁODZENIEM
JEZIORA GOPŁO**



WARSZAWA 1974

ZESZYT 3

**WYKAZ ZESZYTÓW PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY
GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1969

- 1 **Zagadnienia bilansu wodnego**, s. 156 + ulb., zł 27,—
- 2 **Postępy metodyczne geografii brytyjskiej**, s. 167 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Modele w geografii**, s. 184 + nlb., z. 36,—

1970

- 1 **Geografia stosowana — cz. IV**, s. 128, zł 24,—
- 4 **Współczesne procesy geomorfologiczne. Metody badań**, s. 149 + nlb., zł 30,—

1971

- 1/2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii**
- 3/4 **Problemy regionalizacji w krajach Trzeciego Świata**

1972

- 1 **Procesy urbanizacji ZSRR**, s. 140
- 2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych**
- 3/4 **Modele migracji**, s. 426 + nlb., zł 66,—

1973

- 1 **Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań**, s. 203, zł 30,—
- 2 **Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 174, zł 27,—
- 3/4 **Kartograficzna metoda badań w geografii (w druku)**

**BADANIA
NAD TERMIKĄ I ZŁODZENIEM
JEZIORA GOPŁO**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

MAREK GRZEŚ

INVESTIGATIONS
OF THE THERMIC REGIME AND OF ICE FOR-
MATION AT LAKE GOPŁO



WARSAW 1974

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MAREK GRZEŚ

Badania nad termiką
i zlodzeniem
jeziora Gopło



WARSZAWA 1974

ZESZYT 3

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny: H. Szulc
Z-ca Red. Naczelnego: K. Klimek
Sekretarz Redakcji: Z. Siemek
Członkowie Redakcji: B. Rogalewska, A. Żeromski

Opracowano pod kierunkiem J. Szupryczyńskiego

Redaktor techniczny W. Spryszyńska

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN,
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

Ark. wyd. 5. Ark. druk. 3,875 + 3 wklejki. Nakład 500 egz.
Druk ukończono w listopadzie 1975 r. Zam. 2312/75 W-122
Wrocławska Drukarnia Naukowa, Wrocław, ul. Lelewela 4

WSTĘP

W okresie dwóch zim (1971/72, 1972/73) na jeziorze Gopło prowadzono badania nad termiką i zjawiskami lodowymi. Szczególną uwagę zwrócono na rolę pokrywy lodowej w kształtowaniu zimowego reżimu termicznego.

Gopło jest płytką rynną polodowcową zorientowaną południkowo. Składa się z dwóch charakterystycznych części, tak zwanej przepływowej i tak zwanej zatokowej (ryc. 1). Niektóre dane morfometryczne dla jeziora Gopło podaje tabela 1.

Niektóre morfometryczne dane jeziora Gopło wg Instytutu Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie (1959)

Tabela 1

Powierzchnia w km ²	Głębokość maks. w m	Głębokość śred. w m	Maks. długość w km	Śred. szerokość w m	Objętość w mln m ³
21,5	16,6	3,6	25,0	872	78,5

Na szczególną uwagę zasługuje bardzo mała głębokość średnia jeziora wynosząca zaledwie 3,6 m. Głębokość do 5 m zajmuje w jeziorze około 90% powierzchni, co ma bardzo duże znaczenie dla intensywności oddziaływania wiatru na masę wodną. Jezioro Gopło nie ma naturalnego reżimu hydrologicznego. Odpływ wód Notecią jest regulowany jazem w Leszczycach i służą w Pakości (M. Grześ 1972).

W rocznym przebiegu temperatury wód jezior okresowo przykrytych lodem, za A. A. Piwowarem (1972) wyróżnić można dwa okresy. Letni, kiedy jezioro wolne jest od lodu i zimowy datujący się od powstania do zaniku pokrywy lodowej. Podział ten nie obejmuje okresów przejściowych, okresu tworzenia się tafli lodowej i jej zaniku, kiedy nie stanowi ona jednej całości i zalega fragmentarycznie w różnych częściach jeziora. Wyróżnienie takich okresów ma swoje uzasadnienie w odmienności kształtowania się reżimu termicznego.

Utworzenie się na jeziorze stałej pokrywy lodowej, przykrytej przeważnie warstwą śniegu, zmienia skrajnie warunki wymiany ciepłej masy wodnej z atmosferą, w porównaniu z okresem letnim. Wymiana ciepła w tym czasie odbywa się za pośrednictwem warstwy lodu i śniegu, których właściwości fizyczne decydują w znacznej mierze o natężeniu tego procesu. Najistotniejszym czynnikiem różniącym okres letni od zimowego to brak dynamicznego — wiatrowego mieszania wód. Termiczne oddziaływanie atmosfery w okresie zimowym najlepiej widoczne jest w zmianach grubości lodu.

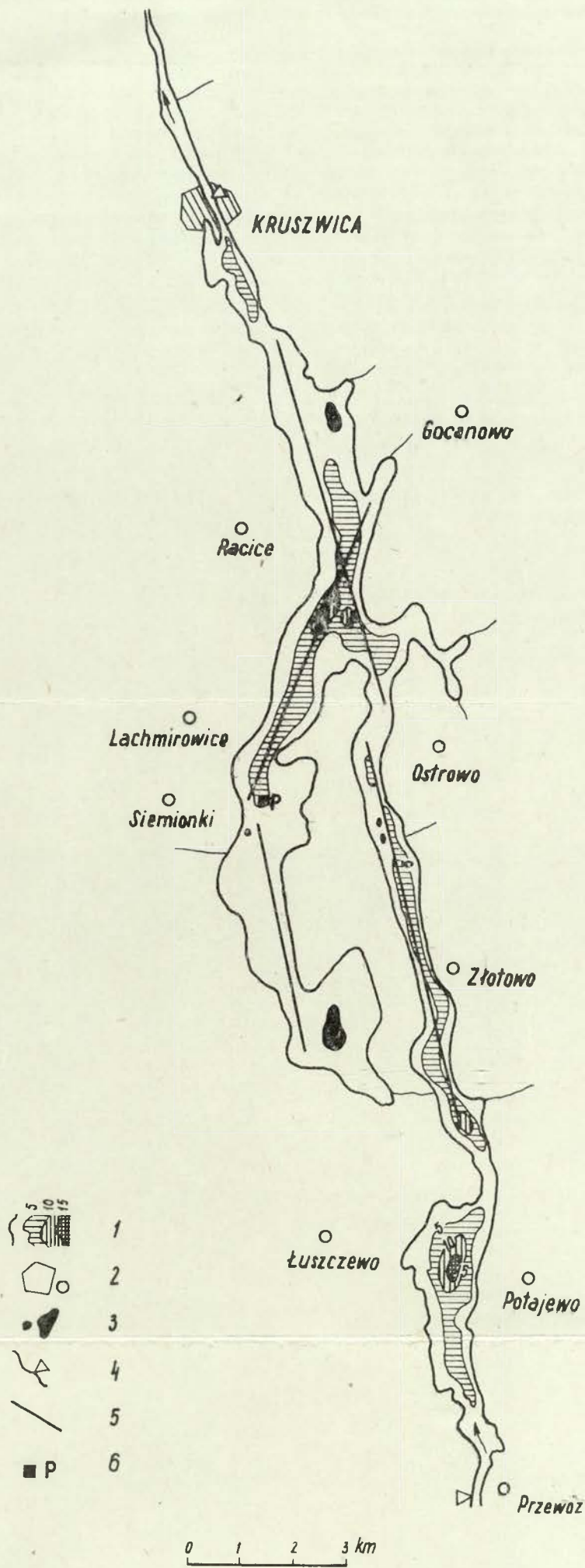
WARUNKI POWSTAWANIA POKRYWY LODOWEJ NA JEZIORZE GOPŁO

Powstawanie pokrywy lodowej na jeziorze pozostaje w ścisłym związku z warunkami meteorologicznymi, jak również z procesami wymiany ciepłej masy wodnej z atmosferą. Przed zlodzeniem jezioro w całej swojej masie osiąga temperaturę 4°C, co związane jest z jesienną homotermią. Następnie powierzchniowe warstwy wody są wychłodzone do temperatury około 0°C, co ostatecznie umożliwia powstanie kryształów lodu. Punkt zamarzania wody ściśle wiąże się z zawartością związków mineralnych w wodzie. W związku z tym, temperatura zamarzania wód w przyrodzie jest zawsze niższa od 0°C. Przy mineralizacji 1 g/l temperatura zamarzania obniża się o 0,055°C (S. D. M u r a w i e j s k i j 1960). Biorąc pod uwagę to, że większość wód w przyrodzie wykazuje mineralizację w granicach od 50 do 2000 mg/l, temperatura ich zamarzania przy normalnym ciśnieniu wynosi od -0,003 do -0,012°C. Mineralizacja wód Gopła w okresie zamarzania wynosi od 430 do 500 mg/l — zależnie od miejsca poboru co powoduje, że zmineralizowanie wód wzrasta z roku na rok. Związane jest to nie tylko ze ściekami przemysłowymi i komunalnymi, ale również z rolnictwem.

Nie wszystkie nawozy sztuczne wysiewane na pola uprawne przyswojone zostają przez rośliny lub zatrzymane w glebie. Znaczna ich część dostaje się do ścieków w formie roztworów. W roku 1971 i 1972 przeprowadzono badania nad ilością wnoszonych do jeziora Gopło, niektórych związków chemicznych. Pozwoliły one na szacunkowe określenie ilości (kg/rok) związków podanych w tabeli 2.

**Ilości (w kg/rok) niektórych substancji chemicznych wnoszonych do jeziora
Tabela 2**

NH_3	NO_2^-	NO_3^-	Norg	P_2O_5
1070,2	202,4	2828,4	2004,0	1459,4



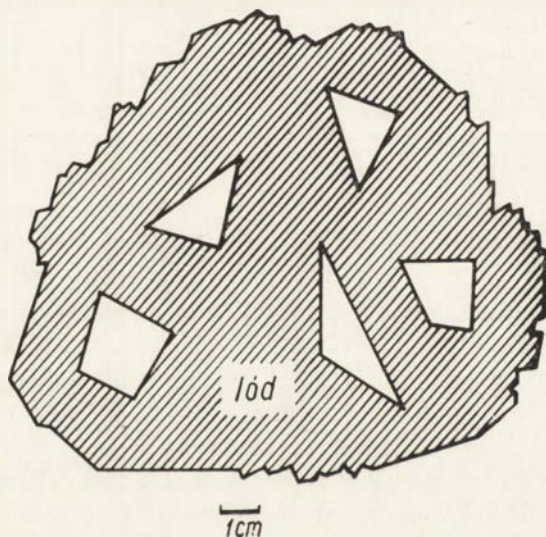
Ryc. 1. Szkic batymetryczno-sytuacyjny jeziora Gopło. Wg Instytutu Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie (1959)

1 — izobaty co 5 m, 2 — miejscowości, 3 — wyspy, 4 — wodowskazy, 5 — maksymalne rozbiegi fal, 6 — powierzchnia pomiarowa.

Fig. 1. Bathymetrical-topographical map of Lake Gopło. After data received from Instytut Rybactwa Śródlądowego (Institute of Inland Fishery) at Olsztyn in 1959: 1 — isobaths at 5 m intervals, 2 — localities, 3 — islands, 4 — water-level gauges, 5 — maximum spread of waves, 6 — surface where measurements were made

Generalnie wyróżnić można trzy rodzaje warunków powstawania pokrywy lodowej, w zależności od intensywności strat ciepła z odkrytej powierzchni wodnej i turbulentnego mieszania, doprowadzającego do wychłodzenia masy wodnej (do określonej głębokości lub w całym pionie).

Pierwszy typ zlodzenia ma miejsce przy bezwietrznej pogodzie (maks. prędkości wiatru 2,5 m/sek) i ujemnych temperaturach powietrza. Wychłodzeniu wtedy ulega cienka warstwa wody, w której powstają kryształy lodu o horyzontalnej orientacji osi optycznych. Przykładem tego rodzaju powstawania pokrywy lodowej były obserwacje w dniu 20.XII.1972, kiedy to przy braku wiatru na jeziorze Gopło powstała cienka warstwa lodu. W tym samym dniu zaobserwowano bardzo interesujące zjawisko w lodzie o grubości 1 — 1,5 cm (wartość ta odpowiada tzw. grubości początkowej lodu), w niektórych miejscach zauważono niewielkie niezamarznięte powierzchnie (ryc. 2) o idealnie



Ryc. 2. Otwory o geometrycznych kształtach w lodzie o grubości początkowej 1—1,5 cm (20.XII.1972)

Fig. 2. Holes of geometric shapes drilled in the ice, with initial diameters of 1—1.5 cm (Dec. 21, 1972)

geometrycznych kształtach. Wyjaśnienie tego zjawiska należy szukać prawdopodobnie w krystalografii lodu. Dla lodu słodkowodnego powstającego na jeziorach przy ciszy lub niewielkich prędkościach wiatru charakterystyczna jest horyzontalna orientacja osi optycznych kryształów. Odnośnie grubości i występowania tej warstwy w literaturze są

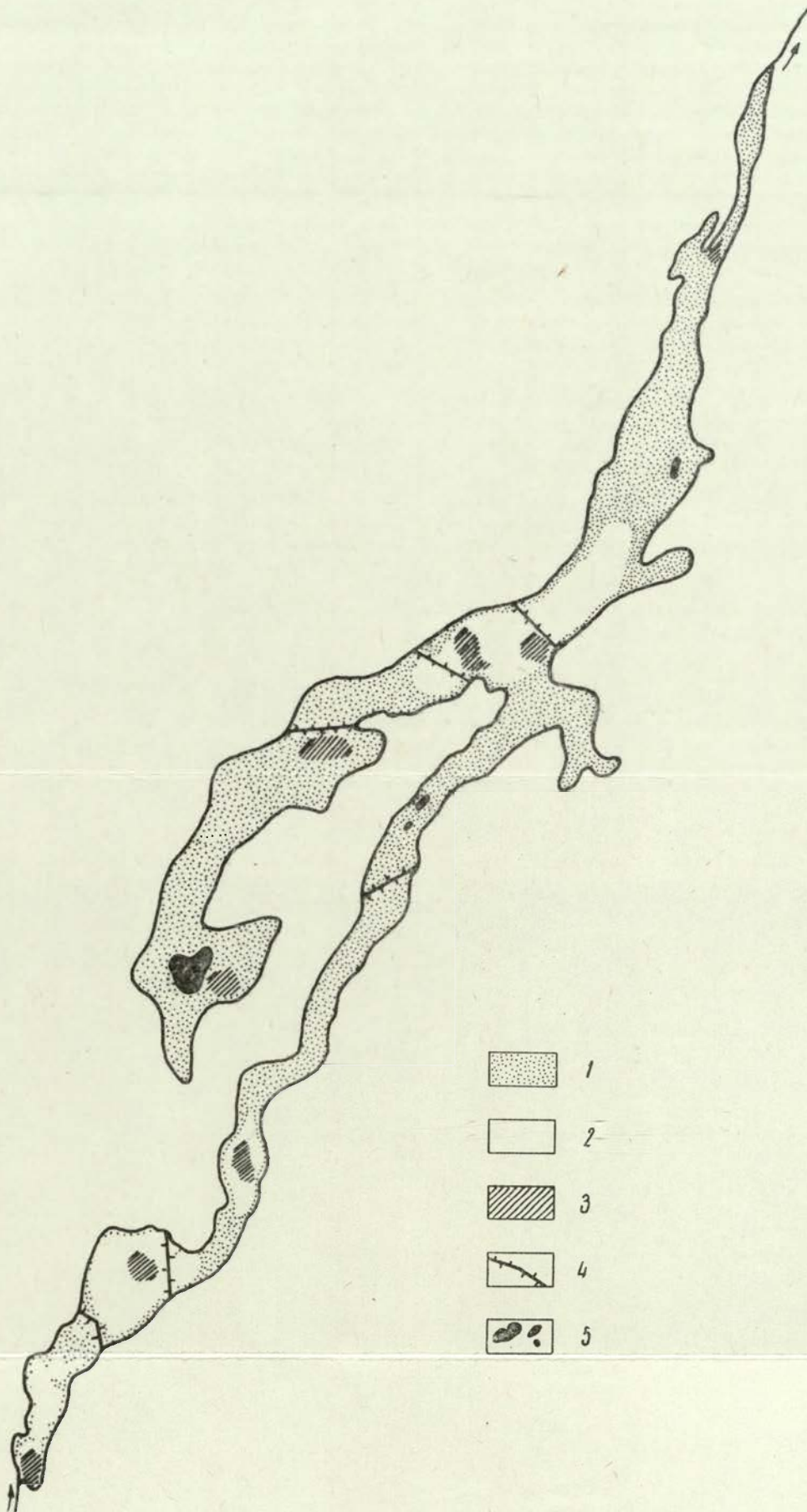
pewne sprzeczności. E. R. Pa under (1967) stwierdzał wielokrotnie na zbiornikach zaporowych w ZSRR lód o horyzontalnej orientacji osi optycznych, o grubości 15 — 20 cm, a dopiero pod tą warstwą lód o pionowej orientacji osi optycznych. W czasie badań nad zlodzeniem jezior kujawskich w latach 1969—1973 nigdy nie stwierdzono grubości tej warstwy większej od 10 cm.

Nie wdając się w dokładniejsze rozważania należy ogólnie stwierdzić, że lód jeziorny nie ma stałej budowy krystalograficznej i ulega on rekrytalizacji, w całej swojej masie, w okresie od powstania aż do całkowitego jej zaniku. Wpływa to istotnie na zmiany właściwości fizycznych lodu a szczególnie na mechaniczną wytrzymałość jak również na jego przezroczystość i przewodnictwo cieplne. Do chwili opadów atmosferycznych (zarówno śniegu jak i deszczu) lód powstający przy bezwietrznej pogodzie (typ I) w swojej budowie jest jednolity przez cały okres zalegania. Niewielkimi zaburzeniami jednolitej budowy tego typu lodu są pęcherzyki gazu stwierdzone wielokrotnie, a będące wynikiem wydzielania się gazów z osadów dennych w czasie złożonych procesów rozkładu. Do pewnych zmian w budowie lodu przyczyniają się również pęknięcia pokrywy lodowej.

Drugi typ zamarzania zbiorników wodnych wiąże się z intensywnym mieszaniem wiatrowym. W tym wypadku kryształy powstają w całej wychłodzonej warstwie wody. Wypływając następnie ku powierzchni i zwiększając gęstość (mieszanina lodu i wody) powodują one zmniejszenie falowania i zamarznięcie powierzchni jeziora. Zjawisko to dokładnie opisał J. Lambor (1948) dla rzek. Lód powstały w ten sposób posiada chaotyczną budowę krystalograficzną, jest mętny, nieprzezroczysty i nieodporny na mechaniczne odkształcenia. Grubość początkowa tego lodu waha się w granicach 10—15 cm. Na dużych zbiornikach wodnych, takich jak Gopło przy prędkościach wiatru powyżej 8—10 m/sek mamy do czynienia z prądami dryftowymi, które doprowadzają do powstania lodu śrzyżowego, zwanego również „plackowym”. Po utworzeniu się pokrywy lodowej tego typu, na dolnej jego powierzchni krystalizuje woda, w spokojnych hydrodynamicznych warunkach, tworząc warstwę czystego — krystalicznego lodu.

Istnieje jeszcze trzeci typ zamarzania zbiorników. Ma on miejsce w czasie opadów śniegu, kiedy tworzy się warstwa lodu wodno-śnieżnego (C. N. Bułatow 1970). Jest on mętny, nieprzezroczysty, o słabej wytrzymałości mechanicznej, a przy znacznych wahaniami temperatury może dojść do jego rekrytalizacji.

Przedstawiono schematycznie trzy charakterystyczne typy warunków powstania lodu jeziornego. Niejednokrotnie na jednym i tym samym jeziorze stwierdzić można lód różnego rodzaju. Jest to wynik nie-



Ryc. 3. Charakterystyczne miejsca w zlodzeniu jeziora Gopło 1 — pokrywa lodowa, 2 — powierzchnie wolne od lodu, 3 — miejsca zamarzające z opóźnieniem i odmarzające wcześniej, 4 — główne szczeliny w lodzie powtarzające się z roku na rok, 5 — wyspy.

Fig. 3. Characteristic spots of ice surface of Lake Gopło 1 — ice cover, 2 — surface free of ice, 3 — places of retarded freezing and advanced unfreezing, 4 — principal ice cracks recurring from year to year, 5 — islands

równomiernego oddziaływania wiatru na powierzchnię jeziora, późniejszego zamarzania w miejscach głębokich (inercja cieplna dużej masy wody) jak również w miejscach wypływu wód gruntowych. Niekiedy daje się zauważyć wpływ temperatury osadów na opóźnienie zlodzenia. Generalnie rzecz biorąc charakter lodu, jego struktura i tekstura, czas powstania, zależy od wielkości zbiornika wodnego (W. W. Bogorodskij, A. B. Gusew, G. G. Chochłow 1971). Wiąże się to z możliwościami oddziaływania wiatru na powierzchnię jeziora i jego masę wodną.

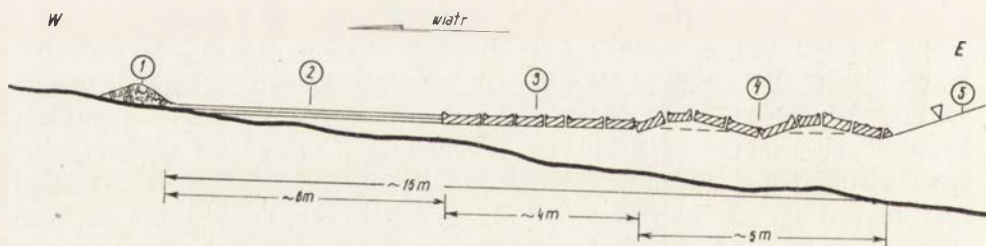
OCENA STATYCZNOŚCI MASY WODNEJ A POWSTAWANIE POKRYWY LODOWEJ

Omówione trzy zasadnicze typy warunków powstawania lodu jeziornego, w wyniku, których powstają trzy rodzaje lodu. W rzeczywistości sytuacja jest bardziej skomplikowana. Morfometria jeziora, warunki meteorologiczne, orografia otoczenia, zalesienie, ukierunkowanie najdłuższej osi jeziora w stosunku do przeważających kierunków wiatru to najistotniejsze elementy decydujące o wielkości dynamicznego oddziaływania wiatru na masę wodną, które nazwać można za K. Patlase (1960) statycznością lub też miksą jeziora. Od stateczności masy wodnej zależy w jakim stopniu, do jakiej głębokości zostanie ona wychłodzona, w okresie bezpośrednio przed zlodzeniem.

W przypadku jezior o kształcie zbliżonym do okręgu oddziaływanie wiatru jest jednakowe przy każdym kierunku. Dla jezior rynnowych, jakim jest właśnie Gopło, znaczne wydłużenie (około 30 razy), jak i zróżnicowana linia brzegowa decyduje o różnym stopniu oddziaływania wiatru przy różnych jego kierunkach. Dlatego też bardzo istotnym elementem jest ukierunkowanie głównej osi jeziora w stosunku do przeważających kierunków wiatru. Generalnie rzecz biorąc, Gopło ukierunkowane jest południkowo, dlatego też jego masa wodna jest najlepiej mieszana przy wiatrach o kierunkach z sektora północnego lub południowego. Wiąże się to z długością rozbiegu fali, określającej głębokość mieszania (B. B. Bogosłowski, S. D. Murawiejskij — 1955). Maksymalna długość rozbiegu fali pokrywa się z maksymalną długością efektywną jeziora, która wynosi 7,2 km i posiada kierunek NNW. Na ryc. 1 przedstawiono schematycznie maksymalne rozbiegi fal. Natężenie oddziaływania wiatru zależy nie tylko od jego kierunku ale i od prędkości. Przy pomocy pomiarów termiki wód i badań tlenowych stwierdzono, że przy prędkościach wiatru od 4 do 4,5 m/sek, Gopło jest mieszane do głębokości około 5 m. Głębokość ta,

o czym już we wstępie wspomniano, zajmuje w jeziorze około 90% ogólnej powierzchni. Stwierdzono, że prawie cała masa wodna Gopła, za wyjątkiem nielicznych głęboczków ma polimiktyczny charakter. Pojęcie to wprowadził J. Wiszniewski (1953) dla jezior o chwilowym uwarstwieniu termicznym, mieszanych do dna przy niewielkich prędkościach wiatru. Wg podziału P. Olszewskiego (1959) masa wodna Gopła posiada wszelkie właściwości tachymiktycznego kształtowania reżimu temperaturowego w ciągu całego roku. Znajomość tego reżimu, jego korelacja z przebiegiem warunków meteorologicznych, umożliwi prognozowanie zjawisk lodowych, co opracowane zostało dla jezior Mazurskich (Z. Litińska 1965, 1969).

Szybkie reagowanie całej masy wodnej Gopła na niewielkie nawet zmiany warunków meteorologicznych ma swoje odbicie w powstawaniu, kształtowaniu i zaniku pokrywy lodowej. Charakterystycznym przykładem była zima 1971/72, kiedy zjawiska lodowe na Goplu pojawiały się kilkakrotnie. Cienka (ok. 1 — 1,5 cm) pokrywa lodowa powstała już 25.XI.1971 roku. Nie pokryła ona całego jeziora. Obszary o największych głębokościach pozostały wolne od lodu (ryc. 3). To częściowe zlodzenie jeziora trwało zaledwie do 27.XI.71 roku i było wynikiem silnego wychłodzenia masy wodnej w dniach 23—26. XI. 71 roku. W strefie brzegowej jeziora 23—24. XI. obserwowano interesujące zjawisko. Przy wietrze z kierunku E o prędkościach rzędu 8 m/sek na zachodnim brzegu jeziora zaobserwowano sytuację przedstawioną na ryc. 4.



Ryc. 4. Zjawiska lodowe w strefie brzegowej (23.XI.1971) 1 — zamrożony wał brzegowy, 2 — jednolity pas lodu brzegowego, 3 — zamrożony lód plackowy, 4 — lód plackowy podlegający falowaniu.

Fig. 4. Ice phenomena observed in the shore zone (Nov. 23, 1971): 1 — frozen shore ridge, 2 — compact belt of shore ice, 3 — frozen patch ice, 4 — patch ice subject to wave action

Charakterystyczne jest tu strefowe ułożenie różnych rodzajów lodu. Na samej linii brzegowej występuje niewielki „wał brzegowy”, zbudowany głównie ze szczątków roślinnych, przeważnie trzciny połamanej w czasie falowania i wyrzuconej na brzeg. Ta niewielka forma silnie przesączona

wodą „zmarzła”, tworząc utrwalony element strefy brzegowej. Dalej w kierunku jeziora obserwujemy stosunkowo gładki pas lodu brzegowego o szerokości około 6 m i pas 4 m lodu „plackowego” zamrożonego w jednolitą taflę lodową. Ostatni pas szerokości około 5 m tworzy lód „plackowy” podlegający falowaniu. Tworzenie się lodu „plackowego” lub inaczej mówiąc śrężowego świadczy o tworzeniu się kryształów lodowych w masie wodnej. Znoszone one zostają prądami dryftowymi w kierunku brzegu, gdzie występuje burzliwe mieszanie turbulენტne, co powoduje ich zbitcie w gąbczaste bryły lodu śrężowego (J. L a m b o r 1948).

Stała pokrywa lodowa na jeziorze Gopło utworzyła się dopiero 12.I.1972, czyli 49 dni po częściowym zlodzeniu w dniu 25.XI.1971 roku. W międzyczasie kilkudniowemu lub nawet kilkugodzinnemu zlodzeniu uległy niewielkie powierzchnie jeziora, przeważnie miejsca płytkie i osłonięte od wiatru, a są to najczęściej zatoki.

Charakterystycznym momentem w kształtowaniu pokrywy lodowej są miejsca niezamarznięte przez dłuższy okres czasu, a nawet przez okres całej zimy (ryc. 3). Są to tzw. „płonie” a ich występowanie związane jest z takimi czynnikami jak wypływy wód gruntowych, duże głębokości a także przy małych głębokościach, w niektórych miejscach daje się zauważyć wpływ ciepła zakumulowanego w osadach dennych na opóźnienie powstania pokrywy lodowej. Kilkakrotnie stwierdzono, że niewielkie powierzchnie wody do około 1000 m² są w początkowym okresie zlodzenia, a przy „łagodnej” zimie przez cały okres zlodzenia niezamarznięte. W miejscach tych gromadzą się duże ilości ptaków, głównie łysek (*Fulica atra*).

ZJAWISKA LODOWE — ANALIZA MATERIAŁU OBSERWACYJNEGO Z OKRESU WIELOLECIA 1924—1973

Obserwacje zjawisk lodowych na jeziorze Gopło w Kruszwicy rozpoczęte zostały zimą 1924/25. Charakterystyczne wartości i daty wystąpienia zjawisk lodowych dla 45 okresów zimowych licząc od 1924/25 roku podano za Z. Pasławskim i B. Błaszczukiem (1970). — Najwcześniej pokrywa lodowa na Goplu utworzyła się 15.XI, najpóźniej 28.I. i zalegała ona od 42 do 151 dni. Najwcześniej pokrywa lodowa zanikła 11.II, a najpóźniej 20.IV. Wymienieni autorzy po odrzuceniu zim ekstremalnych (wyjątkowo długich i wyjątkowo krótkich) co stanowi około 50% materiału obserwacyjnego podają, że pokrywa lodowa na jeziorze Gopło stabilizuje się między 3 a 20.XII, a ostatni dzień z pokrywą lodową stwierdza się zazwyczaj między 8.III a 4.IV. Daty te określają czas jej trwania na 80 — 118 dni. Przeciętnie po-

krywa lodowa powstaje 10.XII, a zanika 23.III. Daty te określają przeciętny czas jej trwania na 105 dni. Podobnie jak Z. Paślawski i B. Błaszczyk (1970) skrajne lata z analizy eliminował J. Matusewicz (1939) opracowując zlodzenie jezior Polski. Analiza ta obejmuje krótki 12 letni okres czasu. Zlodzenie jezior między innymi i Gopła interpretował porównując je z przebiegiem izoterm bez brania pod uwagę cech morfometrycznych. J. Gołek (1957) w pracy poświęconej zlodzeniu rzek polskich krótko wspomina o zlodzeniu jezior. Odnosnie Gopła podaje on następujące przeciętne wartości. Pojawienie się zjawisk lodowych 16.XII, pokrywy lodowej 16.XII, zanik zjawisk lodowych 20.III, pokrywy lodowej 22.III. Całkowita zbieżność pomiędzy pojawieniem się zjawisk lodowych a utworzeniem się pokrywy lodowej oraz niewielka rozbieżność (2 dni) pomiędzy zanikiem zjawisk lodowych a pokrywy lodowej, świadczy o małej statyczności masy wodnej i polimiktycznym charakterze jeziora. Opierając się na danych J. Gołka (1957) stwierdzić możemy podobną korelację na Jezioraku (tab. 3), jeziorze o podobnych głębokościach jak również zarzysie linii brzegowej. Głębokość jeziora (objętość masy wodnej) jest obok temperatury najistotniejszym elementem decydującym o okresie występowania, zaniku jak również natężeniu zjawisk lodowych (tab. 3).

Przeciętne daty pojawienia się i zaniku zjawisk lodowych oraz pokrywy lodowej dla niektórych jezior w Polsce (J. Gołek 1957)

Tabela 3

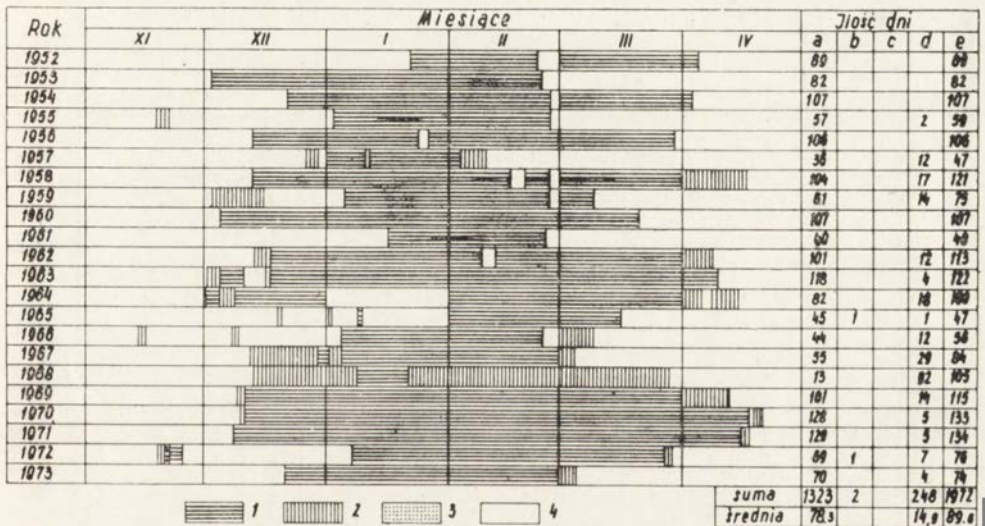
Jezioro	Głębokość maks. w m	Przeciętne daty pojawienia się		Przeciętne daty zaniku	
		zjaw. lod.	pokr. lod.	zjaw. lod.	pokr. lod.
Gopło	15,7	16. XII	16. XII	20. III	22. III
Jeziorak	12,0	7. XII	8. XII	20. III	27. III
Serwy	41,5	16. XII	23. XII	2. IV	6. IV
Tały	51,0	27. XII	31. XII	4. IV	11. IV

Przebieg zjawisk lodowych na jeziorach charakteryzuje się dużą zmiennością, będącą odzwierciedleniem warunków meteorologicznych. Widać to szczególnie dobrze na przykładzie jeziora Gopło (ryc. 5). Wykres ten reprezentatywny jest dla niewielkiej części jeziora, gdyż obserwacje prowadzone są na posterunku wodowskazowym w Kruszewicy w północnej części jeziora. Jak wykazały obserwacje prowadzone w latach 1969—1973, można je z pewnym przybliżeniem przyjąć dla całego jeziora. Najbardziej charakterystycznym momentem w występowaniu zjawisk lodowych jest długość zalegania pokrywy lodowej, która dla okresu 1951/52—1972/73 zmienia się od 13 dni w 1966/67 roku do

129 dni w 1970/71 roku. Średnia roczna dla omawianego wielolecia długość zalegania pokrywy lodowej wynosi 78,3 dni, a występowanie zjawisk lodowych 89,6 dni.

Szczegółowe badania nad zjawiskami lodowymi, a przede wszystkim nad pokrywą lodową, prowadzono w okresie dwóch zim. Czas trwania pokrywy lodowej w czasie zimy 1971/72 wynosił 69 dni, a w zimie 1972/73 70 dni, czyli były one niższe od średniej o 8 dni. Mimo niewielkich różnic w długości trwania pokrywy lodowej, różniły się te okresy datą powstania. W pierwszym wypadku jest to koniec I dekady stycznia, w drugim początek III dekady grudnia. Podobne przesunięcie daje się zauważyć w jej zaniku (ryc. 5).

Bardzo ważnym elementem w badaniach zlodzenia jest grubość lodu. Wartość ta odzwierciedla z pewnym przybliżeniem wielkość wymiany ciepłej między masą wodną a atmosferą. Z. Paślawski, B. Błaszczuk (1970) podają, że maksymalne grubości pokrywy lo-



Ryc. 5. Schematyczny wykres zjawisk lodowych na jeziorze Gopło w okresie 1952/53—1972/73

1 — pokrywa lodowa, 2 — lód brzegowy, 3 — kra, 4 — wolne od lodu zwierciadło wody,

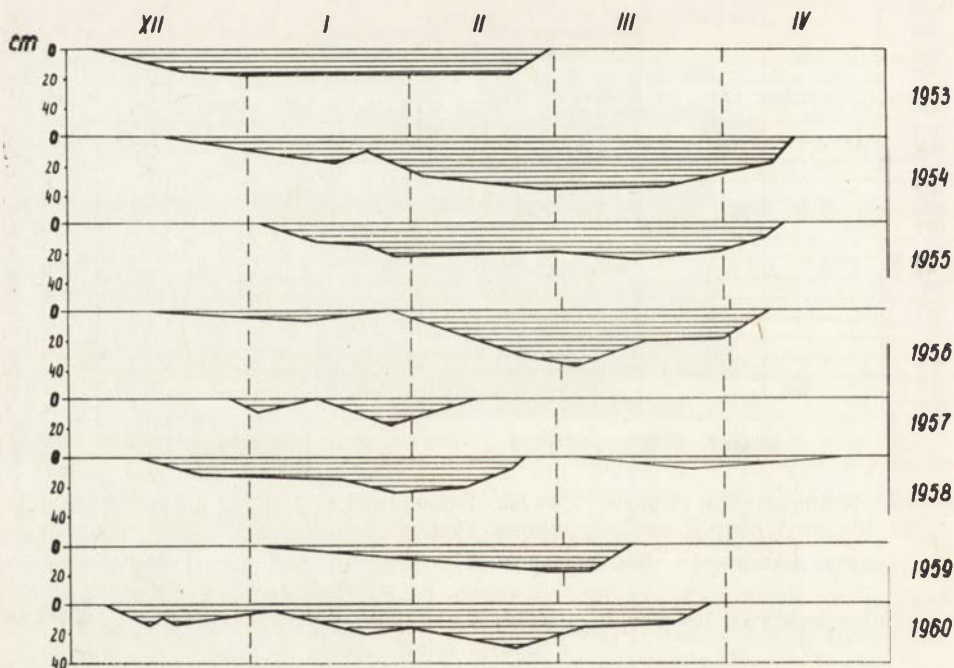
a — dni z pokrywą lodową, b — śryż, d — suma dni ze zjawiskami lodowymi w danym roku.

Fig. 5. Diagrammatical chart of ice phenomena observed in period from 1952/53 to 1972/73

1 — ice cover, 2 — shore ice, 3 — ice float, 4 — water surface free of ice
a — days with ice cover, b — brash ice, d — sum of days with ice phenomena in given year

dowej w 45 okresach zimowych (od 1924/25 r.) wynoszą dla Gopła od 15 do 75 cm, a do wyjątkowych wypadków należą dni z pokrywą przekraczającą 50 cm. W najbliższej okolicy posterunku wodowskazowego stwierdzono ją tylko w okresach zimowych: 1928/29 (75 cm), 1946/47 (65 cm) i 1962/63 (53 cm). Średnia maksymalna grubość pokrywy lodowej jeziora Gopło wynosi 28 cm.

Na ryc. 6 i 7 przedstawiono schematycznie rozwój grubości pokrywy lodowej na przykładzie wybranych okresów zimowych. Pomiędzy ryc. 6 i 7 a ryc. 5 są niewielkie rozbieżności spowodowane tym, że zaraz po utworzeniu pokrywy lodowej nie można dokonać dokładnego pomiaru ze względu na zbyt cienki lód. Grubość lodu (krystalicznego) tzw. krytyczna (W. G. Chodałow 1969), po której może poruszać się dorosły człowiek o wadze około 70 kg wynosi od 5 do 7 cm, zależnie od temperatury powietrza. Dla pokrywy lodowej zbiorników wodnych śródlądowych naszej strefy klimatycznej charakterystyczne jest to, że każde „większe ocieplenie”, a są to przeważnie adwekcje ciepłych mas powietrza pochodzenia morskiego, rejestrowane są w jej grubości (ryc. 6 i 7).



Ryc. 6. Przebieg zmian grubości pokrywy lodowej jeziora Gopło w okresie 1952/53 — 1959/60

Fig. 6. Course of changes in ice sheet thickness at Lake Gopło, for period from 1952/53 to 1959/60

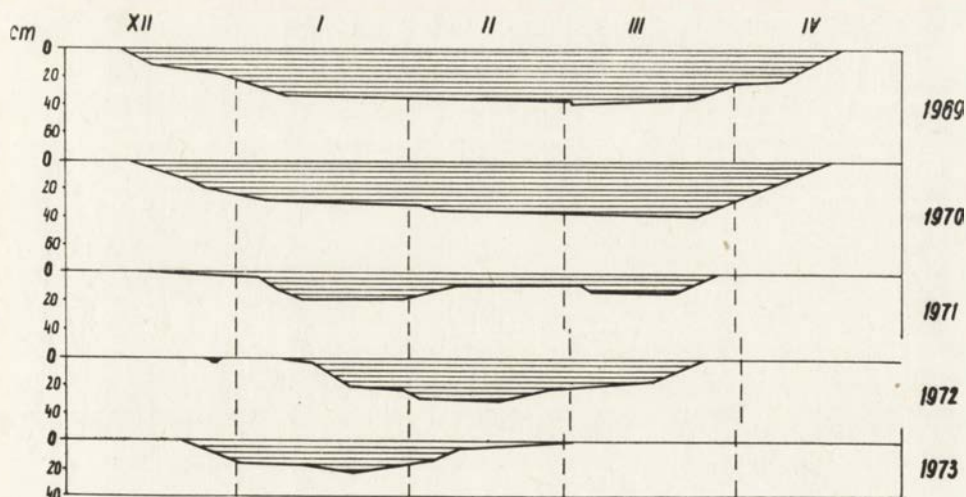


Fig. 7. Course of changes in ice sheet thickness at Lake Gopło, for period from 1972/73

Fig. 7. Course of changes in ice sheet thickness at Lake Gopło, for period from 1968/69 to 1972/73

W procesie zmian grubości lodu wyróżnić można trzy okresy (R. W. Donczenko 1971):

- 1) szybkiego przyrostu grubości pokrywy lodowej
- 2) zmniejszonego przyrostu grubości lodu
- 3) spadku grubości lodu

Zależność pomiędzy grubością lodu, intensywnością jego przyrostu a temperaturą powietrza przedstawiona została na ryc. 8 i 9. Porównanie grubości lodu z przebiegiem średnich dobowych i ekstremalnych temperatur nie jest tak wyraźne jak porównanie z przebiegiem krzywej średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza (ryc. 8 i 9), który podobny jest do wyżej wyróżnionych (dwóch pierwszych) okresów intensywności przyrostu lodu. Dla okresu przyrostu grubości lodu zależność ta przedstawiona może być wzorem Stephan-Boltzmana:

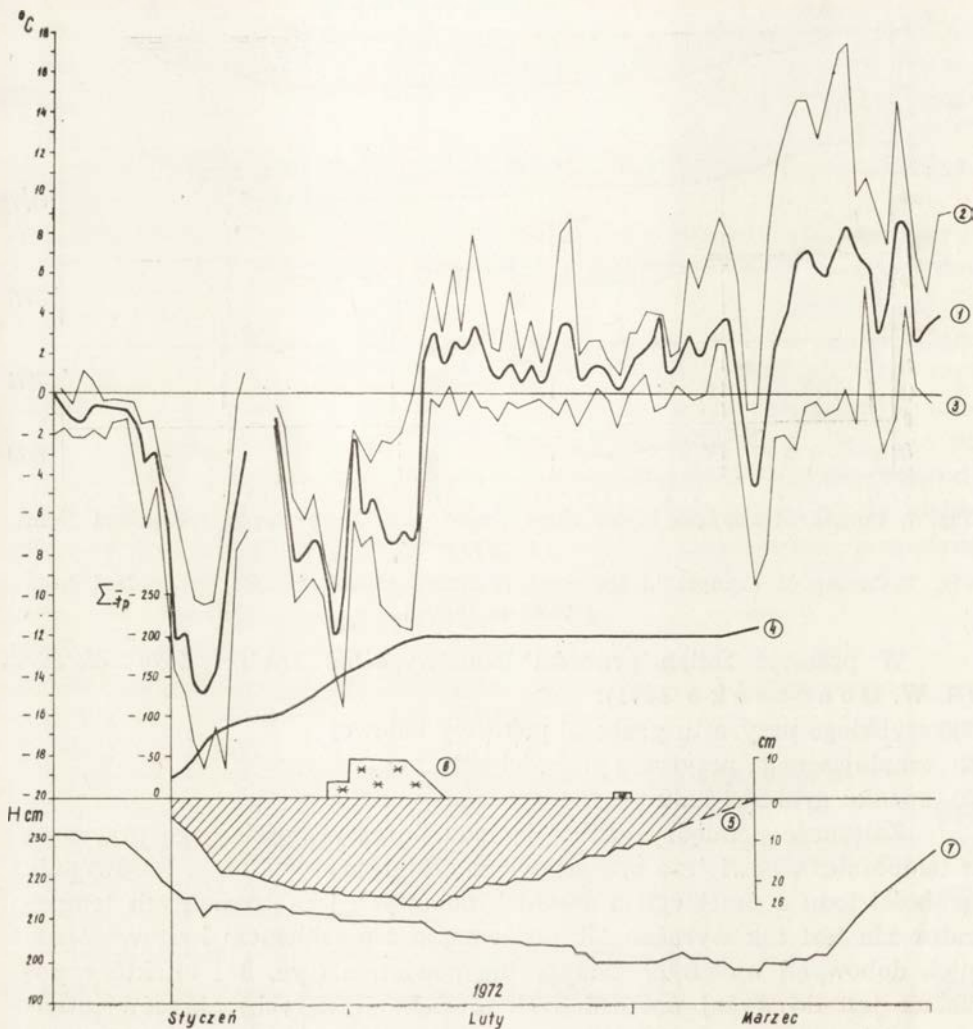
$$h = c\sqrt{R}$$

gdzie h — grubość lodu po upływie czasu t ,

R — suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza za okres t ,

c — stały współczynnik, 2,60—2,70.

Wzór ten sprawdzalny jest w przypadku braku śniegu na lodzie. Analizowane zimy, praktycznie pozbawione były opadów śniegu co pozwoliło na zastosowanie formuły Stephan-Boltzmana pod tą prostą postacią. W. G. Chodałow (1969) podaje rozwiniętą formę tego wzoru uwzględniającą właściwości fizyczne śniegu.

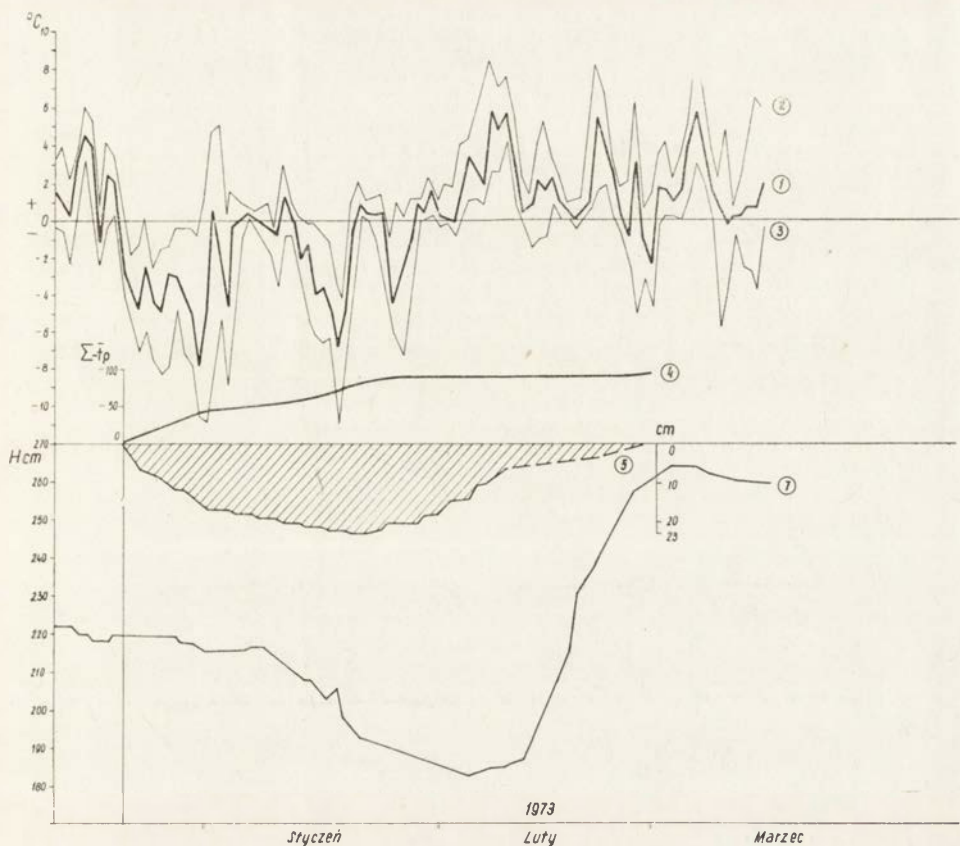


Ryc. 8. Schemat przebiegu zmian grubości pokrywy lodowej w okresie zimy 1971/72, na tle temperatur powietrza i stanów wody

1 — średnia dobową temperaturę powietrza, 2 — maksimum dobowe temperatury powietrza, 3 — minimum dobowe temperatury powietrza, 4 — suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza, 5 — grubość lodu, 6 — śnieg na lodzie, 7 — stany wody

Fig. 8. Pattern of course of changes in ice sheet thickness during the 1971/72 winter, in terms of air temperatures and water levels observed

1 — mean diurnal air temperature, 2 — maximum diurnal air temperature, 3 — minimum diurnal air temperature, 4 — sum of mean diurnal minus air temperatures, 5 — ice thickness, 6 — snow on the ice, 7 — water levels

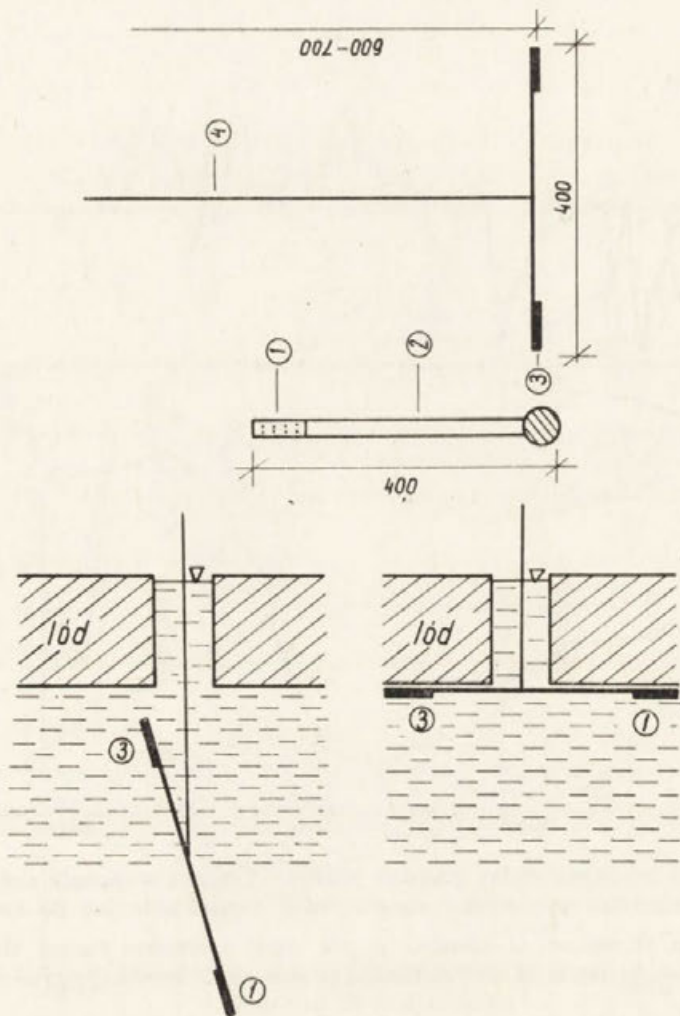


Ryc. 9. Schemat przebiegu zmian grubości pokrywy lodowej w okresie zimy 1972/73, na tle temperatur powietrza i stanów wody (objaśnienia jak do ryc. 9)

Fig. 9. Pattern of course of changes in ice sheet thickness during the 1972/73 winter, in terms of air temperatures and water levels observed
 Explanations as in Fig. 8

BUDOWA POKRYWY LODOWEJ

W czasie badań nad budową pokrywy lodowej, zaistniała potrzeba wykonania dużej ilości dokładnych pomiarów jej grubości. Dotychczas stosowana miarka do pomiaru grubości pokrywy lodowej (K. Dębcki 1970) nie spełnia wyżej wspomnianych wymagań. Dla dokonania odczytu, wykuwamy duży otwór w lodzie ale wynik pomiaru nie jest dokładny, co spowodowane jest konstrukcją przyrządu. Pomiary grubości lodu na Gople prowadzono w otworach wierconych o średnicy około 6 cm, bardzo prostym urządzeniem (ryc. 10), który umożliwia w krótkim okresie czasu wykonać znaczną ilość pomiarów.



Ryc. 10. Szkic miarki do pomiarów grubości lodu

1 — obciążenie, 2 — listwa drewniana, 3 — krążek metalowy, 4 — taśma z podziałką centymetrową

Fig. 10. Sketch explaining device for measuring ice thickness

1 — weight, 2 — wooden slat, 3 — metal disc, 4 — band with centimeter graduation

Zagadnienie budowy pokrywy lodowej w okresie jej tworzenia ogólnie zostało już omówione. W zależności od warunków zamrażania pokrywa lodowa zbudowana jest z różnego rodzaju lodu. Generalnie rzecz biorąc lód jest polikrystalicznym ciałem składającym się z dużych krysz-

tałów, osiągających niekiedy powierzchnię przekroju 260 cm² (W. W. Bogorodskij 1971). W czasie zlodzenia dochodzi do znacznych zmian zarówno w uwarstwieniu jak i też we właściwościach fizycznych. W. W. Bogorodskij, A. W. Gusew, T. P. Chochłow (1971) wyróżniają trzy główne warstwy lodu jeziornego zależnie od warunków powstania.

Warstwa lodu wodnego — nie posiada układu wcześniej powstałego lodu. Budowa krystalograficzna. Duża mechaniczna wytrzymałość i przezroczystość.

Warstwa lodu wodno-śniegowego — powstała ze zmarznięcia wody i śniegu. Lód drobnokrystaliczny o chaotycznym układzie kryształów. Mała wytrzymałość mechaniczna i przezroczystość.

Warstwa lodu wodno-śryżowego — zmarznięte charakterystyczne formy lodu śryżowego, nieprzezroczysty, porowaty o niewielkiej wytrzymałości mechanicznej.

W czasie badań na jeziorach kujawskich w latach 1969—73, stwierdzono wielokrotnie w/w rodzaje lodu, mierząc ich grubość początkową i przezroczystość (tab. 4). Przezroczystość lodu podano w przedziałach, które zarazem ilustrują zmienność tego elementu, odniesioną do grubości początkowej. Trudno jest na jednym zbiorniku wodnym zaobserwować lód jednego rodzaju. Najmniejsza zmienność notowana jest przy pierwszym rodzaju lodu.

Grubość początkowa i przezroczystość różnych rodzajów lodu jeziornego

Tabela 4

Rodzaj lodu	Grubość początkowa w cm	Przezroczystość w %
wodno — krystaliczny	do 2	80—90
wodno — śniegowy	około 5—7	60—65
wodno — sryżowy	od 10—15	40—45

Np. 23.XII.1972 roku stwierdzono prawie na całym jeziorze lód wodno-krystaliczny za wyjątkiem kilku niewielkich powierzchni, które zamarzyły w późniejszym okresie czasu. W każdym rodzaju lodu, a w wodno-krystalicznym najlepiej, widoczne są pęcherzyki powietrza ułożone w formy przypominające grona winorośli (średnica poszczególnych pęcherzyków powietrza dochodzi do 5 cm). Duże skupienia tych form, wpływają na zmniejszenie grubości lodu. Niezależnie od rodzaju lodu jaki powstał w początkowej fazie zlodzenia jeziora, na jego dolnej powierzchni przy

ujemnych temperaturach powietrza powstaje lód wodno-kryształiczny o pionowej orientacji osi optycznych kryształów, co najlepiej widoczne jest w okresie wiosennym, kiedy wiązania pomiędzy poszczególnymi „słupami lodu” są słabe i przy uderzeniu rozpadają się w charakterystyczne „igły lodowe”.

Zwykło się dotychczas uważać, że przyrost lodu następuje tylko na dolnej jego powierzchni. Jest to zgodne z prawdą, jeżeli nie brać pod uwagę czynników wtórnych, do których należą akumulacja śniegu na jego powierzchni oraz wypływ wód, najczęściej szczelinami. Zwrócono na to już niejednokrotnie uwagę (m. in. S. W. Bułatow 1970, A. G. Deriugin 1971, R. Ciszewski 1964). A. G. Deriugin (1971) dzieli powstanie lodu śnieżnego na cztery fazy. *Pierwsza faza* to nagromadzenie śniegu do momentu przeciążenia. Może to mieć miejsce tylko w wypadku:

$$h_s \rho_s > h_l (1 - \rho_l)$$

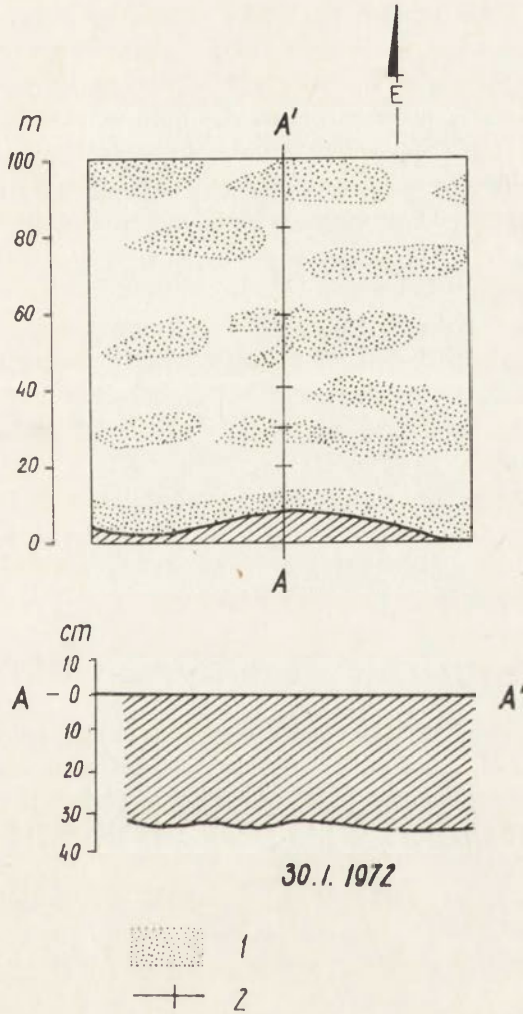
gdzie — $h_s \rho_s$ grubość i gęstość śniegu

$h_l \rho_l$ „ „ lodu

Druga faza to pojawienie się szczelin, którymi pod ciśnieniem woda wypływa na powierzchnię lodu. I. W. Mołczanow (za Deriuginem 1971) uważa, że przyczyną powstania szczelin to amplituda temperatury powietrza. Nie jest to jednak decydująca przyczyna, warstwa śniegu tworzy strefę izolacyjną. Przy założeniu, że śnieg o określonej grubości i niezmienności stanów wody i braku wiatru, przyczyną powstania szczelin w lodzie, może być obciążenie lodu przez śnieg. Stwierdzono kilkakrotnie, że powstanie szczelin tzw. termicznych i wypłynięcie nimi wody na powierzchnię lodu przykrytą śniegiem ma miejsce tylko w początkowym okresie zlodzenia przy małej grubości lodu i małej ilości śniegu. Pęknięcie lodu na skutek jego przeciążenia przez warstwę śniegu obserwowano w okresie zimy 1969/70. Przesiąknięciu wodą uległo około $\frac{1}{3}$ 35 centymetrowej warstwy śniegu. Zjawisko to jest *trzecią fazą* powstawania lodu śnieżnego. *Czwarta faza* to przemarnięcie nasiąkniętego wodą śniegu. Przeprowadzane badania pozwalają sądzić, że czynnikiem decydującym o wielkości procesu jest wznios kapilarny wody w śniegu, który może być zahamowany znacznie przy niskich temperaturach powietrza. Stwierdzone powierzchnie przemarniętego śniegu miały maksymalne wymiary 80×120 m (J. Gopło, cz. zatokowa 3.I.70). W czasie zim 1971/72 i 1972/73 obserwowano niewielkie opady śniegu, który w żadnym wypadku nie mógł spowodować przeciążenia. Stwierdzono jednak występowanie lodu śnieżnego. Doszło do tego na drodze częściowego roztopienia cienkiej (maksymalnie 10 cm) warstwy śniegu a następnie jej zamarnięcie. W późniejszym okresie czasu doszło do rekryształizacji tak,

że trudno było odróżnić cienką około 1,5 cm warstwę lodu śnieżnego od lodu wodno-kryształicznego.

Regularne obserwacje zjawisk lodowych na jeziorze Gopło wykonywane były tylko w czasie dwóch okresów zimowych (1971/72, 1972/73)



Ryc. 11. Profil poprzeczny przez pokrywą lodową zatokowej części jeziora Gopło
1 — „wydemki” śnieżne, 2 — punkty pomiarowe

Fig. 11. Transverse profile across ice sheet in bay part of Lake Gopło
1 — miniature snow dunes, 2 — points where measurements were made

charakteryzujących się minimalnymi opadami śniegu. Nie było więc możliwości prowadzenia badań nad wpływem warstwy śniegu na grubość lodu. Wykonano tylko jeden pomiar 30.I.73. Powierzchnia lodu pokryta była niewielkimi „wydemkami” śnieżnymi o wysokości maksymalnej około 20 cm. Na odcinku około 100 m w zatokowej części jeziora Gopło wykonano w profilu szereg pomiarów grubości lodu. Stwierdzono, że pod „wydemką” lód jest cieńszy średnio o około 3 cm (ryc. 11). W czasie zimy 1971/72 trzykrotnie, a zimą 1972/73 czterokrotnie przeprowadzono kartowanie grubości pokrywy lodowej Gopła. Po wyłączeniu z analizy miejsc niezamarzniętych, nie zanotowano większych różnic w jej grubości. Maksymalna, stwierdzona różnica w grubości lodu wynosiła 7 cm, przy średniej 21 cm (15—16.I.72). Przeważnie zmienność ta waha się w granicach 2—4 cm. Przedstawione wartości w pewnym sensie są nieobiektywne. Po wzięciu pod uwagę miejsc niezamarzniętych przedstawiona zmienność grubości pokrywy lodowej zawyżona została do maksymalnej grubości lodu. I tak np. w okresie zimy 1972/73 dwa miejsca na jeziorze Gopło od początku, aż do końca okresu zlodzenia były niezamarznięte (w płn. części jeziora, koło Kruszewicy i głęboczek koło wsi Łuszczewo, ryc. 1). Maksymalna, zanotowana grubość lodu w tym roku wyniosła 27 cm (21.I.73), co by dało zmienność grubości równą tej wartości. Niewielka zmienność grubości pokrywy lodowej jeziora Gopło jest wynikiem niewielkiej jego głębokości oraz polimiktycznego charakteru masy wodnej w okresie poprzedzającym zlodzenie.

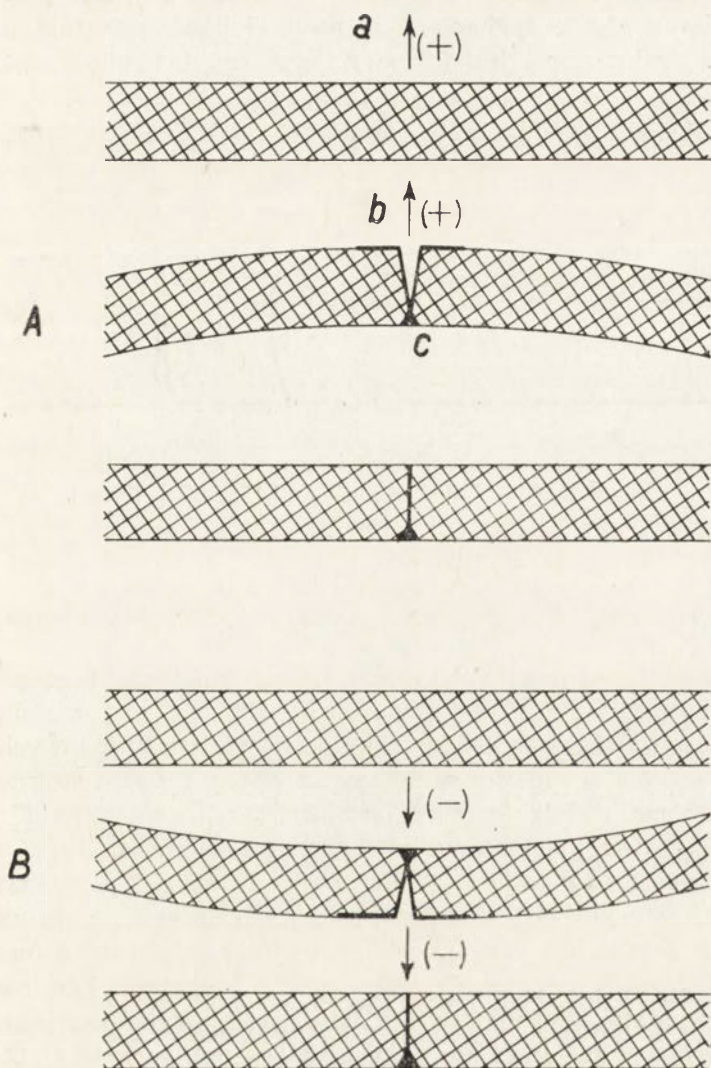
DYNAMIKA POKRYWY LODOWEJ

Pokrywa lodowa na zbiornikach wodnych w czasie zlodzenia ulega deformacjom. Zagadnienie to zostało szczegółowo opracowane przez badaczy radzieckich na zaporowych zbiornikach wodnych i jeziorach ZSRR (m. in. A. G. Deriugin 1971, O. F. Panfilow 1972, R. W. Donczenko 1971). Skonstruowano również szereg urządzeń do pomiarów nie tylko deformacji ale i naprężeń występujących w lodzie (B. W. Proskurjakow, W. P. Berdennikow 1971, W. P. Berdennikow, A. G. Deriugin 1971, W. A. Szmatkow 1971). Za A. G. Deriuginem (1971) wyróżniono szereg czynników powodujących deformację lodu, w wyniku których mogą powstać spękania i szczeliny w lodzie a mianowicie:

- termiczne deformacje lodu,
- wahania stanów wody,
- oddziaływanie wiatru,
- zmiany ciśnienia atmosferycznego,
- nierównomierne przykrycie śniegiem,

- działalność sejsmiczna,
- wpływ działalności człowieka.

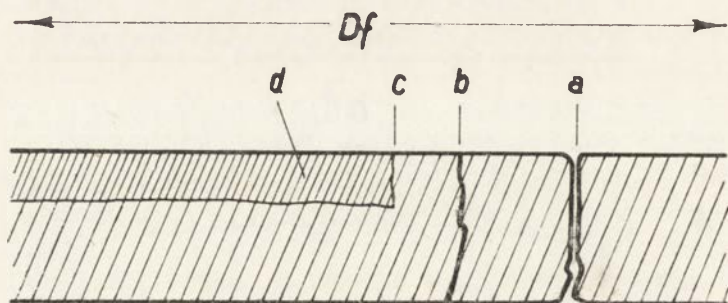
Spękania i szczeliny lodowe na jeziorze Gopło badano na wybranych powierzchniach o wymiarach 100×100 m. W sumie, wykonano 19 obserwacji, w tym 7 jednorazowych a w pozostałych wypadkach zostały one dwa lub trzykrotnie powtórzone w tygodniowych odstępach czasu.



Ryc. 12. Schemat powstawania szczelin otwartych ku górze (A) i ku dołowi (B).

Fig. 12. Pattern of formation of cracks, open upwards (A) and open downwards (B)

Mierzono i obserwowano długość i kierunek głównych ciągów spękań i szczelin lodowych, morfologię powierzchni lodu, jej rodzaj, budowę i grubość. W czasie badań, działał na jednej z powierzchni pomiarowych punkt obserwacyjny z kompletem termometrów i termografem w klatce meteorologicznej, zestawem termometrów glebowych włożonych w lód i limnigrafem do badań pionowych ruchów pokrywy lodowej. Mierzono również kierunek i prędkość wiatru na wysokości 2 m nad powierzchnią lodu. Stwierdzono, że spękania i szczeliny lodowe powstają na skutek pionowych jak i poziomych deformacji lodu. Na schemacie (ryc. 12) przed-



Ryc. 13. Schemat powstawania spękań, pęknięć i szczelin przy poziomych deformacjach lodu jeziornego

a — szczelina, b — pęknięcie, c — spękanie, d — linia odłączenia

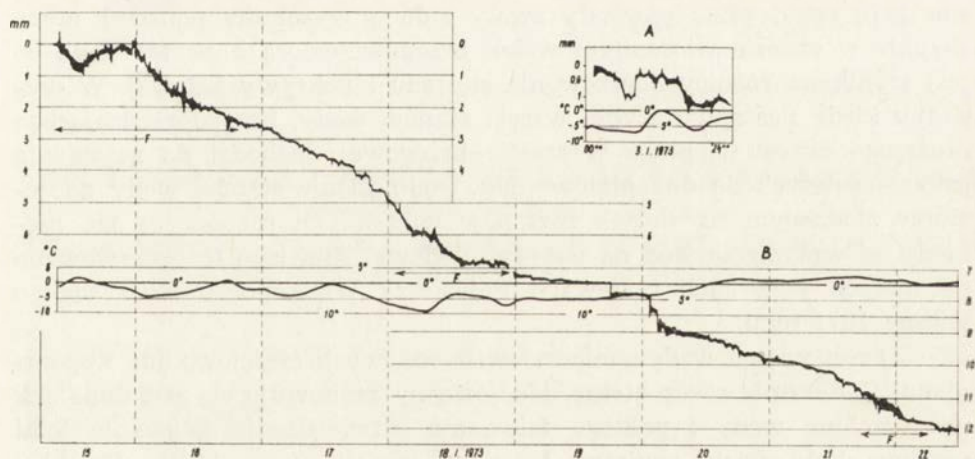
Fig. 13. Pattern of formation of breaks, cracks and fissures due to horizontal deformations of the lake ice

a — fissure, b — crack, c — break, d — line of separation

stawiono mechanizm powstawania szczelin zamkniętych ku górze i otwartych ku dołowi. Gdy po ustąpieniu siły deformującej nie dojdzie do rozsunięcia powstałych na skutek pęknięcia dwóch tafli lodowych, powracają one do stanu równowagi zaciskając szczelinę. Po wewnętrznej stronie łuku odkształconej płyty lodowej następuje „wykruszenie lodu” (ryc. 12).

Poziome deformacje lodu powodowane są przez siły „ściskające” i „rozrywające”. Powodują one powstanie płytkich spękań, całkowitych pęknięć i szczelin w lodzie (ryc. 12). Pomiar i obserwacje na wspomnianych powierzchniach wykazały, że największy udział w deformowaniu pokrywy lodowej ma przebieg temperatury powietrza. Lód reaguje na zmiany temperatury powietrza jak każde ciało stałe, zmniejszając lub zwiększając we wszystkich kierunkach swoje wymiary. B. O. Zajkowski (za A. G. Deriuginem 1971) wyróżnia dwa rodzaje termicznych szczelin w lodzie jeziornym. Płytkie, o szerokości paru centymetrów szczeliny powstające na skutek krótkotrwałych amplitud temperatur powietrza i szerokie, powstające przy długotrwałych ociepleniach lub ozię-

bieniach. W tej skali zjawiska te występują jedynie w klimacie kontynentalnym. W. G. Chodałow (1969) podaje, że długość pokrywy lodowej Bajkału przy obniżeniu temperatury lodu o 3°C zmniejsza się o 120 m. Przy wzroście temperatury powietrza pokrywa lodowa „wydłuża” się, a lód przymarznięty do brzegów ulega tzw. termicznemu wygięciu (ryc. 12). Następnie na skutek siły ciężkości dochodzi do opadnięcia lodu. Zjawisko to, tzw. termicznego wygięcia lodu zarejestrowane zostało na specjalnie do badań lodowych skonstruowanym limnigrafie, o przełożeniu 10 : 1. Zasadę działania limnigrafu na lodzie podaje H. Korolec (1964). Na ryc. 14 A przedstawiono fragment limnigrafu z dnia 3.I.1973, z równoczesnym przebiegiem temperatury powietrza. Duże podobieństwo dwóch krzywych wskazuje na ścisły związek pomiędzy temperaturą, a deformacją lodu. Przy obniżeniach temperatury lód kurczy się i dochodzi do „rozerwania” lodu. Nie zawsze jednak lód pęka w całym przekroju. Płytkie spękania w badanym okresie na jeziorze Gopło stanowiły szacunkowo 85% ogólnej ilości pęknięć lodowych. Wartość ta, obliczona została na podstawie pomiarów długości szczelin na wybranych powierzchniach (100×100 m). Stwierdzono, że zjawisko płytkich spękań lodu zachodzi przy dużych i krótkotrwałych amplitudach temperatury powietrza, kiedy termiczne oddziaływanie atmosfery nie osiągnie dolnej granicy lodu. Nie jest to bez znaczenia czy jest to „ocieplenie” czy też „ochłodzenie”. Przy ochłodzeniu wielokrotnie obserwowano dodatkowy element „powierzchnię odkłucia”. Wahania stanów wody na



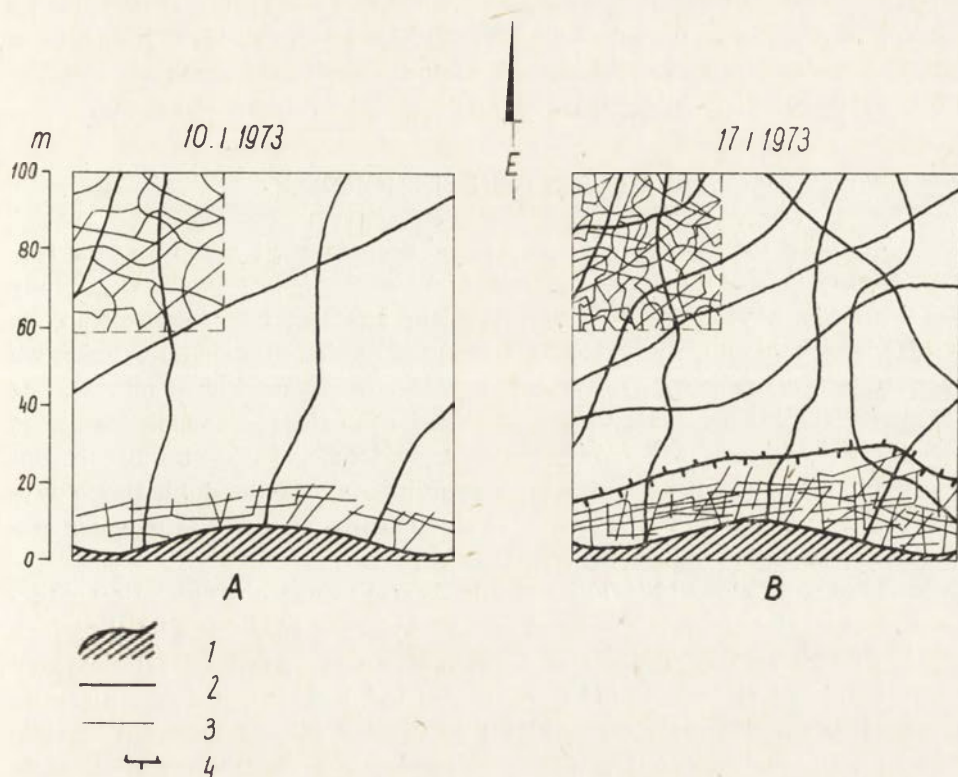
Ryc. 14. Limnigram pionowych ruchów pokrywy lodowej z dn. 3.I.73 (A) oraz dn. 15—22.I.73 wraz z przebiegiem temperatury powietrza

Fig. 14. Limnigraph recording vertical motions of the ice cover, on Jan. 3, 1973 (A) and on Jan. 15, 1973 (B), combined with data on air temperatures

jeziorze obok amplitudy temperatury powietrza są główną przyczyną deformacji lodu. W czasie zimy 1971/72 obserwowano zachowanie się pokrywy lodowej przy szybkim opadaniu zwierciadła wody w jeziorze (ryc. 14). Stan wody od początku do połowy okresu zlodzenia (46 dni) obniżył się o około 40 cm. Spowodowało to, że w wielu miejscach w strefie brzegowej na przestrzeni kilku metrów lód „leżał” bezpośrednio na dnie. Konsekwencje tego zjawiska obserwować można na ryc. 15. Już 10.I.73 w strefie brzegowej obserwowano charakterystyczny układ pęknięć lodu a 17.I.73 pojawiła się wyraźnie zarysowana szczelina brzeżna. W płytkich miejscach na otwartej przestrzeni w zatokowej części jeziora obserwowano zjawisko „zawieszenia się” lodu. Na skutek opadania zwierciadła wody, lód silnie zdeformowany i popękany zalegał bezpośrednio na dnie, tworząc szeroko otwarte ku górze szczeliny. Obserwowano w tej sytuacji nasunięcie na siebie dwóch płyt lodowych i zwały lodu o wysokości do 40 cm. Ma to miejsce przy dość szybkim obniżaniu się stanów wody, które doprowadziło do zmniejszenia powierzchni jeziora przy niezmnieszonej powierzchni pokrywy lodowej. Sytuacja hydrologiczna na Gopie w okresie badanych zim nie pozwoliła na dokonanie dokładniejszych obserwacji, w okresie podnoszenia się stanów wody. Trwałość lodu jeziornego jest większa niż pokrywy śnieżnej na lądzie. W okresie wiosennym na skutek dodatnich temperatur powietrza, struktura krystalograficzna lodu jest osłabiona mimo wzrostu jego elastyczności. Wody roztopowe zasilają jezioro i powodują wzrost stanów wody i uniesienie pokrywy lodowej, która przemieszczona jest po jeziorze przez wiatry. Zjawisko zepchnięcia lodu na wschodni brzeg jeziora obserwowano wiosną 1970 roku, gdzie powstały zwały lodu o wysokości ponad 1 metr. Zwykle w okresie wiosennym wokół brzegów jeziora brak jest lodu co jest wynikiem różnicy nagrzewania się lądu i pokrywy lodowej. W wypadku kiedy następuje szybki wzrost stanów wody, bez poprzedzającego dłuższego okresu ciepłego w strefie brzegowej dochodzi do zatopienia przymarzniętych do dna płatów lodu. Podniesienie stanów wody na jeziorze zlodzonym na skutek roztopów wiosennych rozpoczyna się niekiedy od wpłynięcia wód na pokrywę lodową. Zjawisko to obserwowano na małych jeziorach i stawach Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego wiosną 1971 roku.

O roli wiatru w dynamice zjawisk lodowych częściowo już wspomniano. Generalnie rzecz biorąc, lód jeziorny zachowuje się podobnie jak powierzchnia wody i podlega falowaniu. Stwierdzenie falowania lodu możliwe było dzięki zapisowi limnigraficznemu (ryc. 14 B). Przebieg krzywej z okresu 15—16, 21—22 i 18.I.1973 udało się skorelować z prędkością wiatru w tym okresie wynoszącą 5—8 m/sek. H. K o r o l e c (1964) na podstawie badań przeprowadzonych na jeziorze Mikołajskim wyróżnia trzy rodzaje ruchów pokrywy lodowej. Pierwszy — szybkie drgania o pra-

wie pionowym układzie linii, występujące tylko przy wietrze o prędkości ponad 7 m/sek. Drugi — falowanie pokrywy lodowej o charakterze ruchów sejszowych. Trzeci — wznoszenie się lub opadanie pokrywy lodowej o okresie kilku godzin. Pierwsze i drugie występują tylko czasami, drugie mają charakter ruchów ciągłych. H. Korolec (1964) obliczyła



Ryc. 15. Układ spękań i szczelin w lodzie na wybranej powierzchni lodu jeziora Gopło w okresie 10.I.73 (A) i 17.I. 73 (B)

Fig. 15. Pattern of cracks and fissures in the ice within selected ice tracts on Lake Gopło, established on Jan. 10, 1973 (A) and Jan. 17, 1973 (B)

na podstawie 457 pomiarów prędkości wiatru i amplitudy wahań pokrywy lodowej współczynnik korelacji między tymi wielkościami, który wynosi $\gamma = 0,5892$.

Zbyt krótki okres czasu i możliwości techniczne nie pozwoliły na przeprowadzenie badań nad rolą ciśnienia atmosferycznego i nierównomiernego pokrycia śniegiem w dynamice lodu jeziornego, która jest zjawiskiem bardzo złożonym. Na każdy ruch pokrywy lodowej składa się

kilka omówionych wyżej czynników. H. Korolec (1964) uważa, że zapis limnigraficzny daje krzywą o sumujących się lub redukujących amplitudach. Należy przypuszczać, że zapis limnigraficzny daje nie tylko ruchy pionowe ale i również poziome deformacje w niewielkim stopniu.

Dzisiaj w badaniach dynamiki pokrywy lodowej jej deformacji i mechaniki, stosowane są o wiele nowocześniejsze metody niż stosowane na Gople. W. W. Bogorodskij, A. W. Gusew, T. G. Chochłow (1971) stosowali w swych badaniach metody oparte na zasadach elektroniki, dając równocześnie dokładną analizę matematyczno-fizyczną.

TERMIKA LODU JEZIORNEGO

Termika lodu jeziornego jest zagadnieniem zbyt słabo jeszcze rozpoznany. O ile na temat termiki powierzchniowej warstwy wody w okresie bez pokrywy lodowej istnieje znaczna ilość opracowań, to o zjawiskach cieplnych w lodzie wiemy stosunkowo niewiele. Pokrywa lodowa jest tą warstwą w jeziorze, za pośrednictwem której odbywa się wymiana ciepła pomiędzy masą wodną i atmosferą. Poznanie ogólnego schematu przebiegu procesów cieplnych w lodzie, jego właściwości optycznych może się przyczynić w znacznym stopniu do dokładnego wyjaśnienia powstawania uwarstwienia dychotermicznego, jak również powstawania pęknięć lodu typu termicznego.

W okresie zimy 1971/72 na Gople działał punkt obserwacyjny z termometrami glebowymi włożonymi w lód, na różnych głębokościach (1, 5, 10, 20 cm) oraz jednym termometrem do pomiaru temperatury wody na głębokości 50 cm (od powierzchni lodu). Równocześnie zmierzono temperaturę powietrza na wysokości 10 cm i 2 m nad lodem. W lodzie jeziornym „przenoszenie” ciepła, podobnie jak w każdym stałym ciele odbywa się na drodze przewodnictwa. Wartość ta zmienia się wraz z temperaturą lodu (tab. 5) i w znacznej mierze zależy od budowy krystalograficznej lodu (W. W. Bogorodskij 1971).

**Współczynnik przewodnictwa cieplnego lodu przy różnych temperaturach
(W. W. Bogorodskij 1971)**

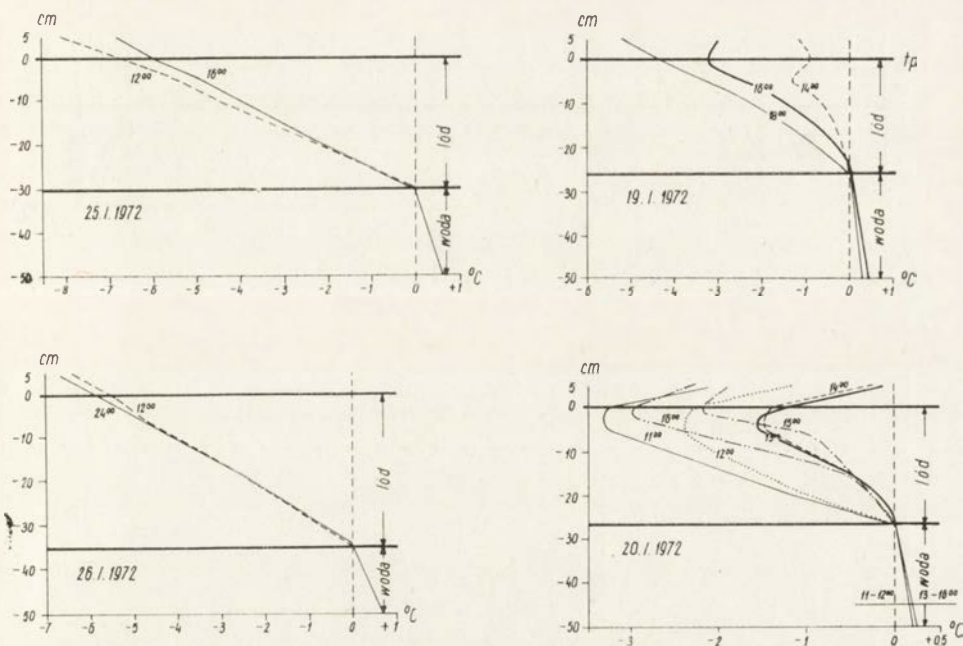
Tabela 5

°C	-95	-86	-71	-66	-57	-48	-40	-26	-16
10^5	576	570	565	565	552	545	531	514	521

Istnieją wzory na obniżenie rozkładu temperatury w lodzie, są to jednak skomplikowane zadania matematyczne nie dające zawsze obiektywne wyniki. Bezpośrednie pomiary temperatur lodu prowadził J. Cyberski (1969) na jeziorze Mikołajskim, J. N. Krickij, M. A. Mien-

kel, K. J. Rossinskij (1947) na zbiornikach zaporowych i rzekach w ZSRR G. J. Kuzub (1955) na rzekach zachodniej Syberii.

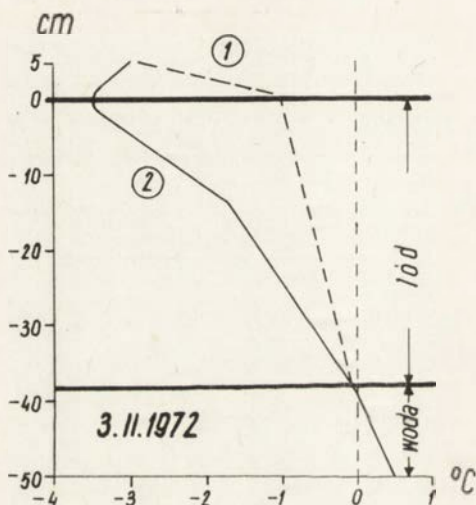
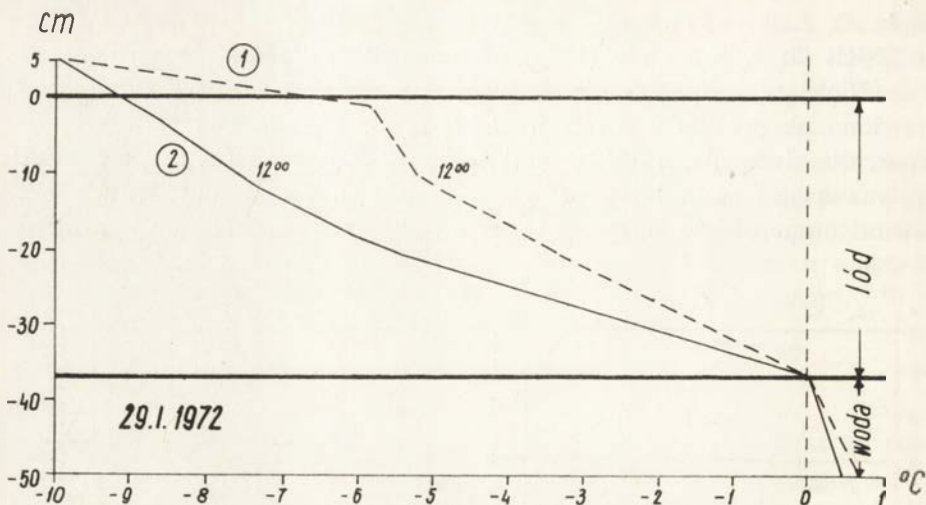
Niektóre wyniki pomiarów prowadzonych na jeziorze Gopło przedstawiono na profilach termicznych (ryc. 16, 17, 18). Dla termiki jeziora w okresie zlodzenia, a dla termiki pokrywy lodowej szczególnie charakterystyczną jest stała temperatura występująca na granicy lodu i wody, równa temperaturze zamarzania wód jeziornych, o określonej zawartości



Ryc. 16. Profile termiczne lodu

Fig. 16. Thermic profiles of the ice

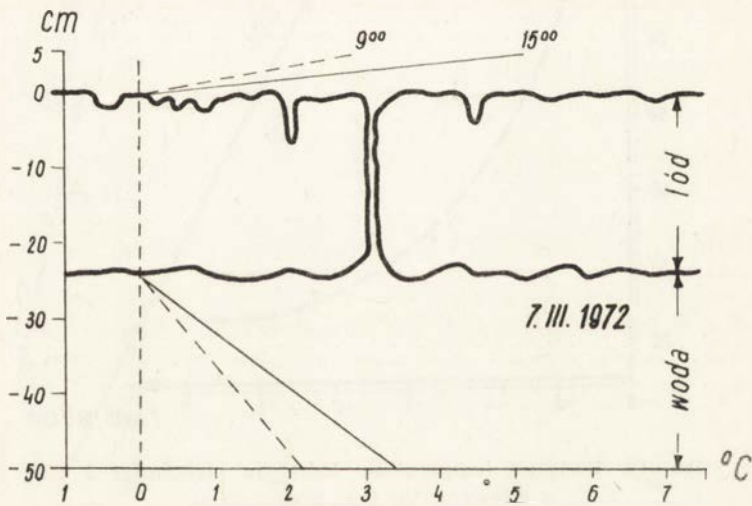
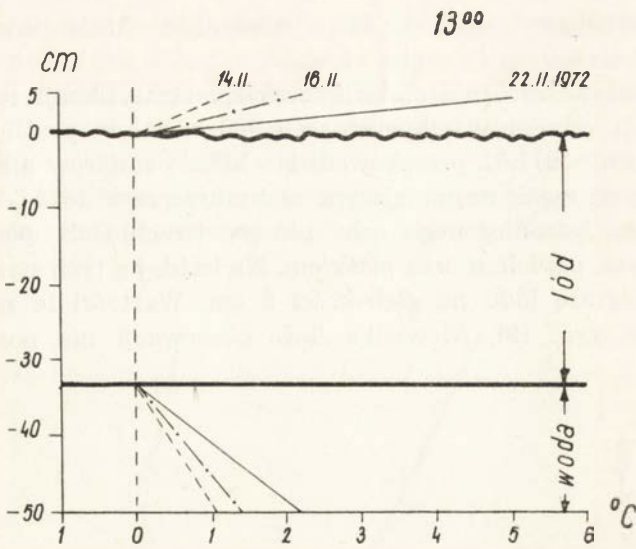
związków mineralnych. Praktycznie przyjmujemy, że wynosi ona 0°C . Na tej wartości kończą się wszystkie profile termiczne lodu. Przy dodatnich temperaturach powietrza, temperatura lodu w całym profilu równa się temperaturze jego topnienia około 0°C (ryc. 18), a stratyfikację stwierdzamy jedynie przy ujemnych temperaturach powietrza (ryc. 16, 17). Największe wahania temperatury zachodzą w powierzchniowej „aktywnej” warstwie lodu, która w wypadku Gopła dla badanego okresu wynosi około 20 cm. Mięszczość „aktywnej” warstwy lodu zależy nie tylko od amplitudy temperatury powietrza ale i od grubości lodu (G. J. Kuzub 1955). Stwierdzono, że grubość tej warstwy pokrywa się z głębokością spękań lodu. Zagadnienie termiki lodu podzielić można na trzy okresy, charakteryzujące się w każdym wypadku odmiennym reżimem. Pierw-



Ryc. 17. Profile termiczne lodu
 Fig. 17. Thermic profiles of the ice

szy, kiedy na lodzie brak jest śniegu, drugi — lód przykryty śniegiem, trzeci — niezależnie od przykrycia przy dodatnich temperaturach powietrza. W układach stratyfikacji termicznej wyróżnić można za G. J. Kuzubem (1955) trzy typy rozkładu temperatur w lodzie.

Typ I. — Charakteryzuje się występowaniem dodatniego gradientu temperatur. Powierzchnia lodu ma bardzo niskie temperatury. Ten typ charakterystyczny jest dla okresów ochłodzeń najczęściej spotykany jest na początku okresu zlodzenia.



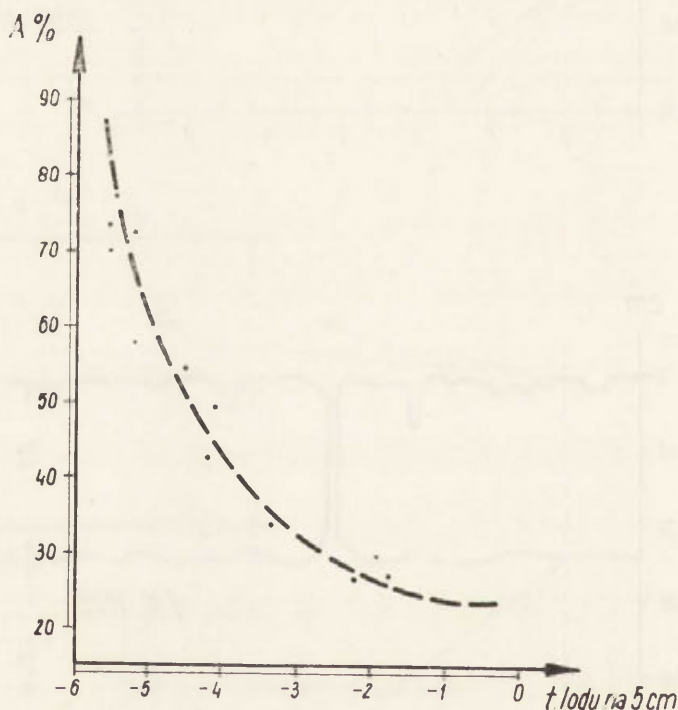
Ryc. 18. Profile termiczne lodu
 Fig. 18. Thermic profiles of the ice

Typ II. — Występowanie minimalnej temperatury w warstwie lodu przy wyższych temperaturach warstw skrajnych. Typ ten obserwujemy przy podwyższeniach temperatur powietrza.

Typ III. — Przejściowy od I do II i odwrotnie. Może występować w pierwszym i drugim okresie.

Jako IV typ należy wyróżnić okres z brakiem stratyfikacji termicznej w okresie ablacji lodu przy temperaturach 0°C w całym profilu.

W czasie zimy 1971/72 przeprowadzono kilka pomiarów albedo lodu (wybierając pogodę z jak najmniejszym zachmurzeniem do 4—5 maksymalnie) „czystego”, zaśnieżonego oraz na powierzchniach posypanych miałem węglowym, popiołem oraz piaskiem. Na każdej z tych powierzchni mierzono temperaturę lodu na głębokości 5 cm. Wartości te zostały ze sobą porównane (ryc. 19). Niewielka ilość obserwacji nie pozwala na



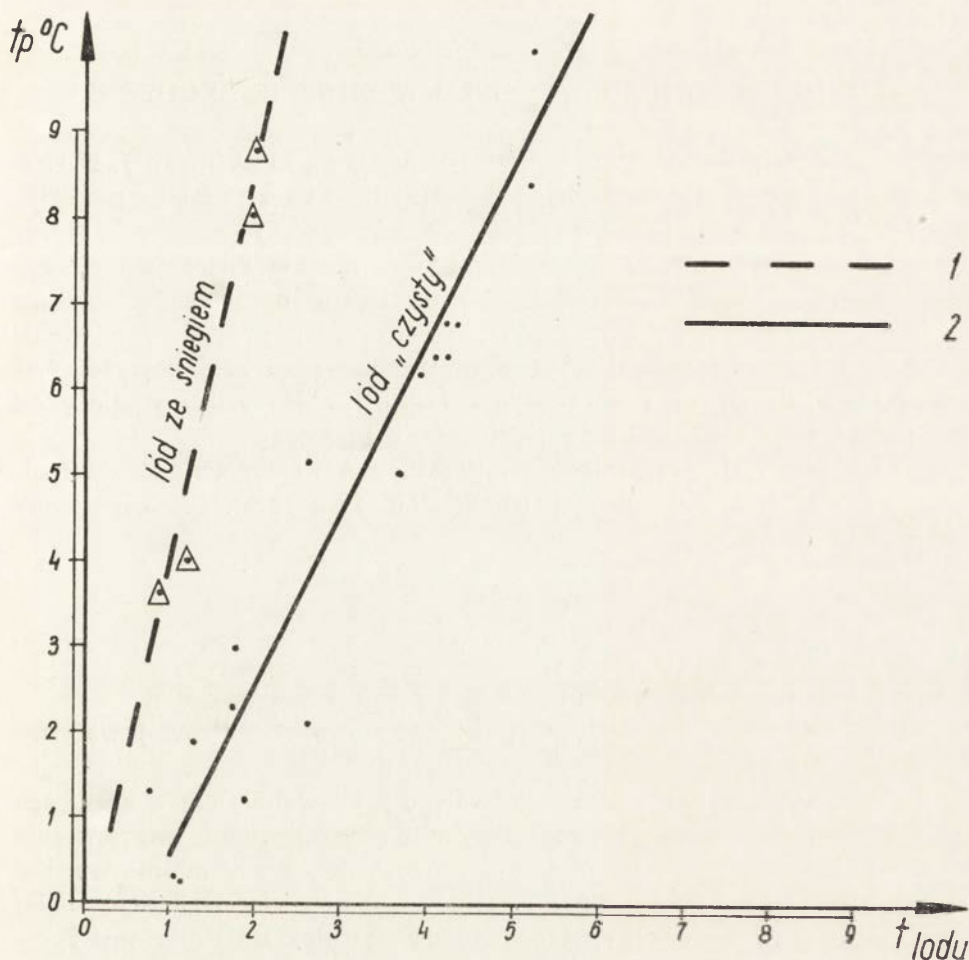
Ryc. 19. Związek temperatury lodu (na głębokości 5 cm) z albedem (%) jego powierzchni

Fig. 19. Relation of ice temperature (at 5 cm depth) to albedo (in %) of the ice surface

wyciągnięcie daleko idących wniosków. Badania tego rodzaju muszą być uzupełnione. Ogólnie można stwierdzić, że istnieje ścisły związek pomiędzy temperaturą lodu, a charakterem jego powierzchni. Sztuczna zmiana wielkości albedo lodu przyczynia się do zmniejszenia jego grubości i co

za tym idzie, szybszego jego zaniku. Znane są przypadki stosowania tej metody na szerszą skalę w ZSRR.

Jak istotną rolę odgrywa warstwa śniegu w termice lodu jeziornego można się przekonać analizując ryc. 20. Pomiary prowadzono równocześnie na czystym lodzie i lodzie zaśnieżonym, a z pomiarów na głębokości 1, 5, 10, 20 cm obliczono średnie porównując je z temperaturą powietrza 5 cm nad powierzchnią lodu (ryc. 20). Śnieg zalegający na lodzie



Ryc. 20. Związek temperatury powietrza z temperaturą średnią lodu czystego (1) i zaśnieżonego (2)

Fig. 20. Relation between air temperature and mean temperature of pure ice (1) and snow-covered ice (2)

odgrywa rolę izolatora cieplnego dzięki bardzo małemu przewodnictwu cieplnemu wynoszącym około 0,00015—0,00027 (B. B. Bogosławski 1960). G. J. Kuzub (1955) podaje wzory na obliczenie średniej temperatury lodu na podstawie średnich dobowych temperatur powietrza. Nie są one jednak sprawdzalne w warunkach panujących na Goplu w badanym okresie. Pokrywa lodowa rzek Zachodniej Syberii nie reaguje istotnie na zmiany temperatury powietrza rzędu 10°C. Na Goplu przy lodzie o grubości około 30 cm i braku śniegu amplituda temperatury powietrza około 3—4°C przyczynia się do całkowitej zmiany rozkładu temperatur w lodzie.

TERMIKA WÓD JEZIORA GOPŁO W OKRESIE ZŁODZENIA

Gopło jest jeziorem typu polimiktycznego, wg klasyfikacji J. Wisniewskiego (1953), stawowego wg M. i K. Stangenberg (1953), wg A. J. Tichomirowa (1970) epitermiczne. Wszyscy ci autorzy twierdzą jednomyślnie, że jezioro tego typu nie ma stałej stratyfikacji termicznej, w ciągu roku najczęściej występuje homotermia. Jedynie w czasie słonecznych i bezwietrznych dni tworzy się proste uwarstwienie termiczne burzone całkowicie przy wiatrach o prędkości powyżej 4,45 m/sek, zależnie od długości rozbiegu fali. Długość rozbiegu zależy od kierunku wiatru w stosunku do najdłuższej osi jeziora.

O niewielkich gradientach temperatury najlepiej świadczy współczynnik stratyfikacji termicznej (L. W. Nesina 1970). Jest on liczony wg wzoru:

$$\mu = \frac{t_{sr}}{t_p}$$

gdzie: t_{sr} — temperatura średnia wody z pionu pomiarowego

t_p — średnia temperatura powierzchniowej 1-metrowej warstwy wody

Zmienność współczynnika μ w ciągu całego roku wahała się w granicach od 0,816 do 1,0 za wyjątkiem okresów z wystąpieniem uwarstwienia dychotermicznego, kiedy przekraczała wartość 1,0 i maksymalnie wyniosła 1,375. Współczynnik stratyfikacji termicznej świadczy o bardzo małej statyczności masy wodnej, na którą składa się całokształt morfometrycznych cech Gopła wraz z warunkami meteorologicznymi. Umożliwia ona kilkakrotne i całkowite wymieszanie masy wodnej w okresie późnej jesieni i co za tym idzie, znaczne wychodzenie masy wodnej. Zapasy ciepła w okresie bezpośrednio przed zlodzeniem wynosiły 136 MTKal (I.72), 140 MTKal (XII.72). Wody Gopła o tak niewielkiej zawartości ciepła szybko

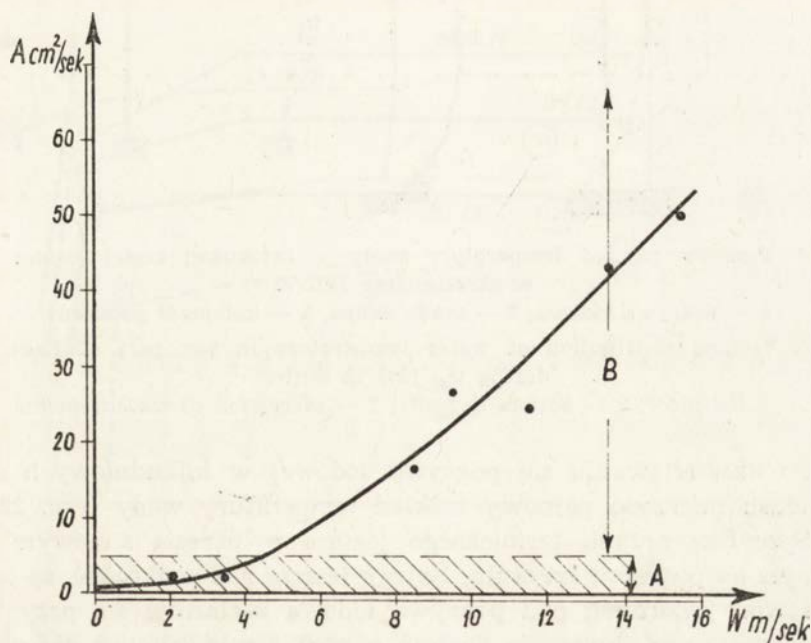
reagują na ujemne temperatury powietrza pojawieniem się zjawisk lodowych. Między ilością ciepła zmagazynowanego w jeziorze a typem zlodzenia istnieje ścisła zależność. Największe ilości ciepła masa wodna utrzymuje przy pierwszym typie zamarzania (omówiono wcześniej), kiedy jezioro zamarza przy niewielkim turbulentnym mieszaniu wody na podstawie wzoru S. W. Dobrosklońskiego (za R. W. Donczenko 1971):

$$A = 2,8 \cdot 10^{-2} \frac{h^2}{T} \text{ cm}^2/\text{sek}$$

gdzie: h — wysokość fali w cm,

T — okres fali w sek.

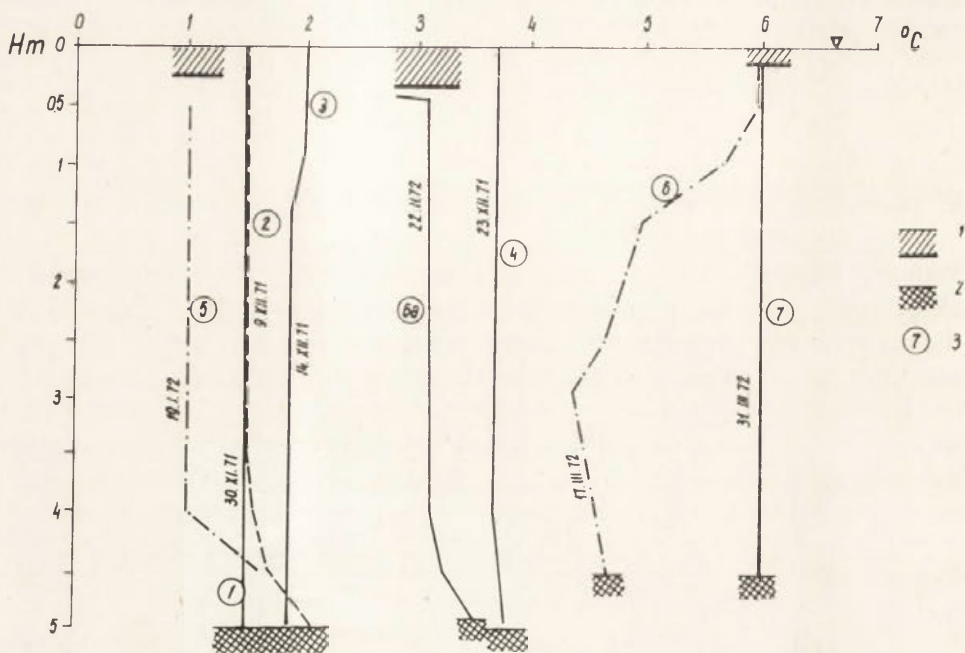
Pomiary falowania i prędkości wiatru pozwoliły na wykreślenie krzywej określającej związek pomiędzy turbulentnym mieszaniem a prędkością wiatru (ryc. 21). Maksymalne obserwowane wartości A wynosiły 50 cm²/sek przy prędkościach wiatru 15–16 m/sek z kierunku północnego.



Ryc. 21. Zależność współczynnika turbulentnego mieszania (A cm²/sek) od prędkości wiatru

Fig. 21. Relation between coefficient of turbulent water mixing (A in cm²/sec) and wind velocity

Stwierdzono, że pierwszy typ zamarzania na jeziorze Gopło ma miejsce przy wartościach A do $5 \text{ cm}^2/\text{sek}$. Powyżej tej wartości mamy zazwyczaj do czynienia z lodem drugiego typu. Zbyt krótki okres obserwacji nie pozwolił na stwierdzenie związku A z grubością początkową lodu. Należy jednak przypuszczać, że taka zależność istnieje.



Ryc. 22. Pionowy rozkład temperatury wody w zatokowej części jeziora Gopło w okresie zimy 1971/72

1 — pokrywa lodowa, 2 — osady dennie, 3 — kolejność pomiarów

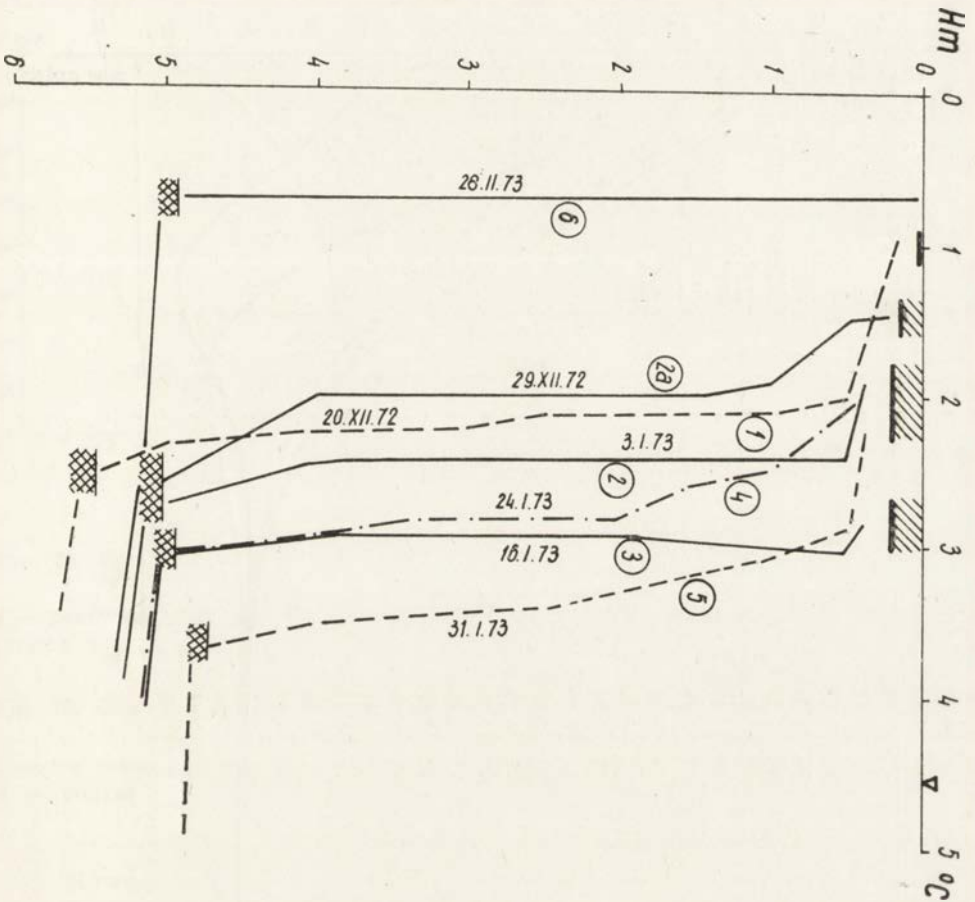
Fig. 22. Vertical distribution of water temperature in bay part of Lake Gopło during the 1971/72 winter

1 — ice cover, 2 — bottom deposits, 3 — succession of measurements

Po ukształtowaniu się pokrywy lodowej w kilkudniowych odstępach czasu mierzono pionowy rozkład temperatury wody (ryc. 22, 23).

Specyfikę reżimu termicznego jeziora w okresie zimowym omówiono już na początku artykułu. Należy jeszcze raz podkreślić, że temperatura wód jeziornych pod pokrywą lodową kształtuje się przy braku dynamicznego oddziaływania wiatru, a ruch ciepła odbywa się głównie na drodze konwekcji cieplnej (cyrkulacji gęstościowej). Analizę zmian temperatury wód na różnych głębokościach przeprowadzono na podstawie pomiarów wykonanych na głębokości około 5 m (obszary o tej głębokości zajmują 90% powierzchni jeziora), w zatokowej części jeziora.

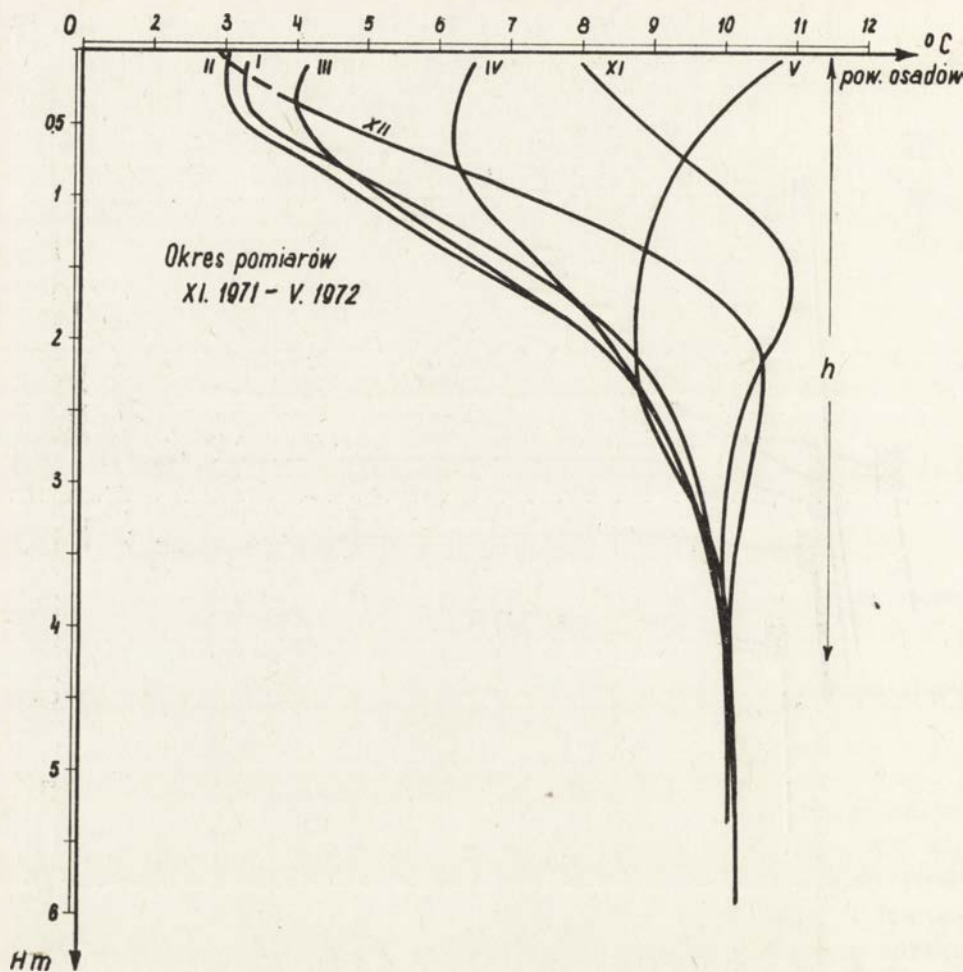
Zwyczajnie się uważa, że masa wodna jezior w okresie zlodzenia traci ciepło. Jest to prawdziwy pogląd jeżeli weźmiemy pod uwagę warstwę osadów tzw. „czynną — h” (ryc. 24), akumulującą w okresie wiosenno-letnim znaczne ilości ciepła (M. Grześ 1973). W wypadku gdyby nie zachodziło oddawanie ciepła przez osady denne czy też podłoże mineralne misy zbiornika wodnego, mielibyśmy do czynienia przez większy okres zimy ze stałym obniżaniem się temperatury wody. Właśnie okres zimowy



Ryc. 23. Pionowy rozkład temperatury wody w zatokowej części jeziora Gopło w okresie zimy 1972/73 (objaśnienie jak do ryc. 22)

Fig. 23. Vertical distribution of water temperature in bay part of Lake Gopło during the 1972/73 winter Explanations as in Fig. 22

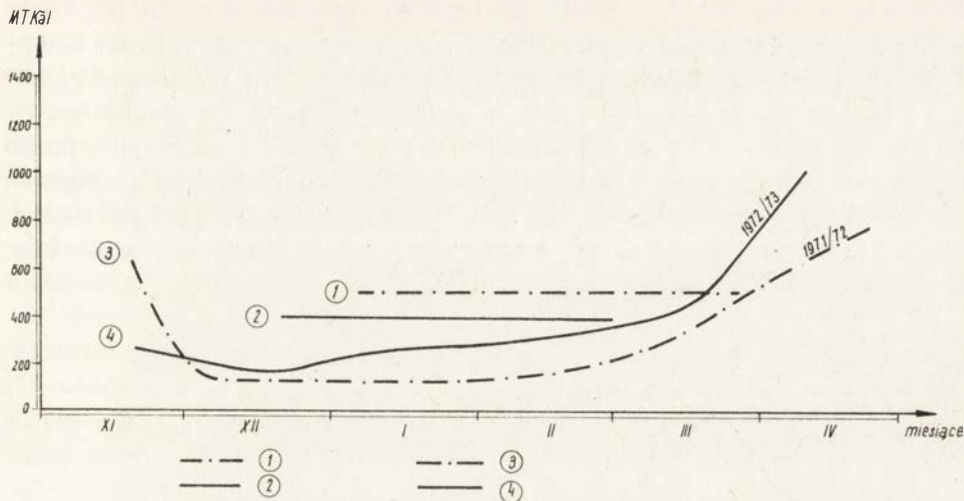
umożliwia stwierdzenie wielkości upływu ciepła zakumulowanego w osadach na termikę jeziora. Na wykresie (ryc. 24) przedstawiono przykładowo układy stratyfikacji termicznej występujące w osadach dennych zatokowej części jeziora Gopło, w okresie XI.1971—V.1972 roku. Ilustrują one jak znaczna ilość ciepła znajduje się w osadach dennych. F. F o r s z (1965) podaje, że udział osadów dennych w bilansie cieplnym płytkich jezior wynosi 20—30%.



Ryc. 24. Pionowy rozkład temperatur w osadach dennych jeziora Gopło w okresie XI.1971—V.1972

Fig. 24. Vertical distribution of temperature in bottom deposits of Lake Gopło, in period from November 1971 to May 1972

Analizując profile termiczne (ryc. 22, 23) z zim 1971/72 i 1972/73 stwierdzić można stopniowy wzrost temperatury wody w okresie całego zlodzenia. Szczególnie jest to dobrze widoczne w przydennych warstwach wody. Wzrost temperatury wód zaznacza się w całym jeziorze, co najlepiej widać na przykładzie średnich temperatur całej masy wodnej. 20.XII.72 roku (w dniu powstania pokrywy lodowej) wynosiła ona 2,40°C a 16.I.73 roku 2,9°C. Zjawisko to najlepiej widoczne jest w przebiegu krzywych zapasów ciepła w jeziorze Gopło (ryc. 25), które stopniowo wzrastają już od początku okresu zlodzenia.



Ryc. 25. Przebieg zmian zapasów ciepła w jeziorze Gopło w okresie zim 1971/72 i 1972/73

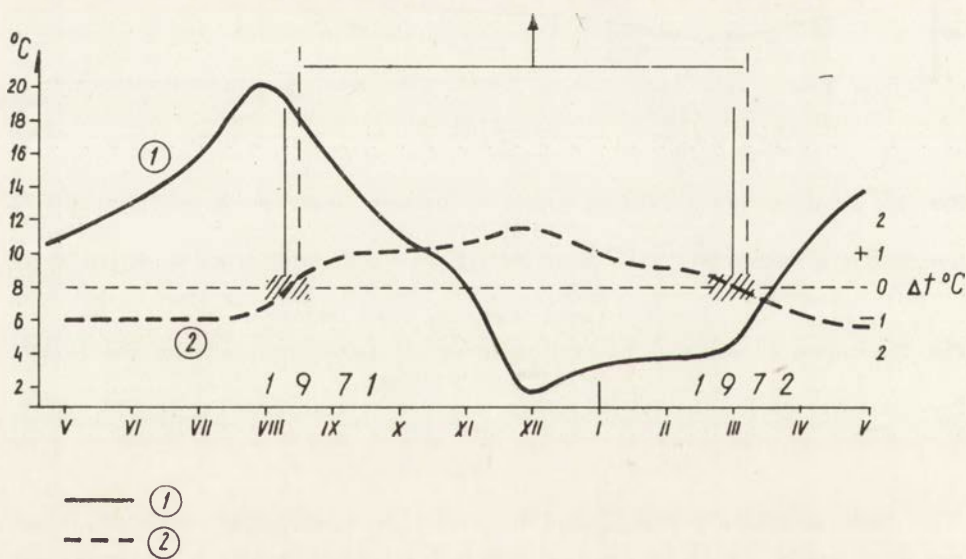
1 — pokrywa lodowa w okresie zimy 1971/72, 2 — pokrywa lodowa w okresie zimy 1972/73, 3 — przebieg zmian zapasów ciepła w okresie zimy 1971/72, 4 — przebieg zapasów ciepła w okresie zimy 1972/73

Fig. 25. Course of changes in heat resources of Lake Gopło during the 1971/72 and 1972/73 winters

1 — ice cover during the 1971/72 winter, 2 — ice cover during the 1972/73 winter, 3 — course of heat resources during the 1971/72 winter, 4 — course of heat resources during the 1972/73 winter

Równocześnie z pomiarami termiki lodu prowadzono pomiary temperatury wody, około 20 cm pod lodem (głębokość pomiaru zmieniała się wraz z grubością lodu, ponieważ termometr wmrózony był na stałe). W okresie przyrostu średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza (ryc. 8, 9) nie stwierdzono większych zmian temperatury wody pod lodem. Maksymalnie wynosiły one 0,3°C. „Termiczny” wpływ atmosfery w tym okresie zaznaczył się zmianami grubości lodu (ryc. 8, 9). Równanie bilansu cieplnego w tym okresie ma znak ujemny. Inaczej zupełnie przedstawia

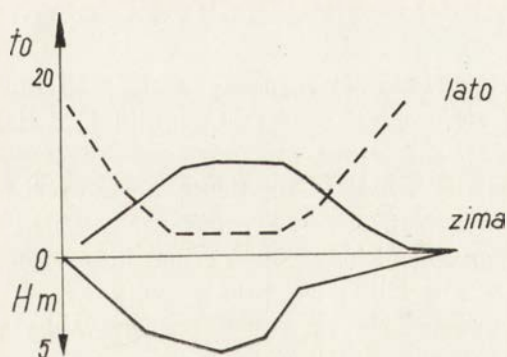
się sytuacja w okresie ablacji lodu, kiedy dochodzi do znacznego podwyższenia temperatury pod lodem (ryc. 18), wówczas to, równanie bilansu cieplnego powierzchni lodu ma znak dodatni. Z chwilą wystąpienia temperatur powyżej 0°C w Gopie rozpoczął się okres kształtowania uwarstwienia dychotermicznego. Stwierdzono, że stopniowy przyrost temperatury wody pod lodem (ryc. 23) jest tym szybszy im szybciej postępuje ablacja lodu. Maksymalne podgrzanie warstwy wody pod lodem stwierdzono 17.III.72 i wynosiło ono około 6°C. Wartość tego rzędu zmierzył Z. Koźmiński i J. Wiszniewski (1935) na jeziorze Wigry. Zjawisko kształtowania się dychotermii obserwowano wielokrotnie (J. Jędrasik 1973, J. Szaflarski 1956, K. M. Stewart 1972, C. H. Mortimer 1958) bez bliższego sprecyzowania jej udziału w bilansie cieplnym jeziora w okresie zimowym. W okresie zlodzenia ogrzewanie wody od osadów dennych i przez promieniowanie słoneczne przenikające przez pokrywą lodową, powoduje powstanie pierwszego maksimum temperatury wody jeszcze przed zejściem lodu. W roku 1973 28.II już po zaniku pokrywy lodowej stwierdzono temperaturę wody niższą niż w okresie zlodzenia (ryc. 23).



Ryc. 26. Przebieg temperatury jednometrowej warstwy wody nad dnem (1) oraz różnic temperatury dwudziestocentymetrowej powierzchniowej warstwy osadów z temperaturą wody nad dnem (2)

Fig. 26. Course of temperature in water layer 1 m high above the lake bottom (1), and of differences in temperatures between 20 cm top layer of bottom deposits and the water temperature at the lake bottom (2)

Osobnym zagadnieniem jest przestrzenna zmienność temperatury wody. W tym celu prowadzono pomiary w 10 przekrojach poprzecznych (w sumie około 60 pionów termicznych). Wyniki te posłużyły równocześnie do obliczenia średnich temperatur masy wodnej jeziora. W każdym pionie termicznym mierzono równocześnie temperatury osadów na głębokości 20 cm, odpowiednio do tego celu przystosowanym termometrem termistorowym (M. Grześ 1973). Zależność pomiędzy temperaturą powierzchniowej warstwy osadów a temperaturą jednometrowej warstwy wody nad dnem przedstawiono na ryc. 26, którą wykonano na podstawie średnich dla całego jeziora. Interesujący jest przebieg krzywej różnic temperatur osadów dennych z temperaturą wody. Krzywa ta przez okres całej zimy przebiega nad linią $0^\circ \Delta t$, co świadczy o tym, że osady denne w tym okresie „cieplejsze” są od wody. Zależność ta bardzo dobrze widoczna jest w przekrojach poprzecznych (M. Grześ 1973), a którą przedstawiono schematycznie na ryc. 27. Wraz ze zmianą miąższości warstwy wody zmienia się temperatura powierzchniowej warstwy osadów dennych. Świadczy to o termicznym zróżnicowaniu wody w pionie mimo polimiktycznego charakteru masy wodnej. Pomiary w 60 punktach na jeziorze nie wykazały między nimi różnic większych od 1°C (porównywano wartości średnie z pionów termicznych). Wyjątkiem są trzy głęboczki (15—16,5 m) zajmujące niewielką część jeziora (ryc. 1). Zagadnienie podziału roku termicznego w jeziorze na okres letni i zimowy jest problemem złożonym. A. A. Piwowarow (1972) za kryterium podziału



Ryc. 27. Schemat temperatury powierzchni osadów (20 cm) w przekroju poprzecznym jeziora w okresie lata i zimy

Fig. 27. Pattern of temperatures at surface of bottom deposits (20 cm) in transverse section of the lake, for summer and winter

przyjął czas z pokrywą lodową (zima) i bez pokrywy lodowej (lato). Decydującym czynnikiem podziału jest tu brak mieszania wiatrowego w okresie zlodzenia.

Proces kształtowania reżimu termicznego w jeziorze w okresie zimowym można podzielić na kilka okresów (B. D. Z a j k o w 1955). Okres zimowego ochłodzenia od momentu wystąpienia maksymalnej gęstości (temperatura wody 4°C) do chwili powstania pokrywy lodowej. Ochładzanie w tym okresie może zachodzić w warunkach homotermii przy temperaturze niżej od 4°C lub też w warunkach stratyfikacji odwróconej. Dla Gopła ochładzanie zimowe w warunkach homotermii jest najbardziej charakterystyczne. Z powstaniem pokrywy lodowej rozpoczyna się następny okres — zimowego nagrzewania. Wielkość i natężenie tego procesu zależy od ilości ciepła zmagazynowanego w podłożu zbiornika wodnego (osadach). Najwyraźniej zaznacza się on w jeziorach polimiktycznych, czego typowym przykładem jest jezioro Gopło. Trzeci z kolei okres rozpoczyna się w chwili kiedy na lodzie zaniknie warstwa śniegu a promienie słoneczne przenikające przez lód ogrzewają warstwy wody leżące pod lodem. Tworzy się wtedy uwarstwienie dychotermiczne. Z chwilą zaniku pokrywy lodowej kończy się pierwsza faza tego okresu. W drugiej, reżim termiczny kształtuje się w warunkach wolnego od lodu zwierciadła wody i trwa ona do momentu osiągnięcia w całej masie temperatury 4°C czyli maksymalnej gęstości wody.

UWAGI O ZANIKU POKRYWY LODOWEJ

Ablacja pokrywy lodowej rozpoczyna się z chwilą gdy średnia dobową temperatura wyższa jest od 0°C. Czynnikiem dodatkowym sprzyjającym topnieniu się lodu jest wiatr (nie licząc jego mechanicznego oddziaływania). Najintensywniejsze topnienie się lodu obserwujemy na jeziorze w strefie brzegowej. Jest to wynik różnicy nagrzewania się lądu i lodu. Silnie nagrzany ląd który pobiera znacznie więcej energii cieplnej niż kontaktujący z nim lód, powoduje początkowo stopnienie wąskiego pasa lodu wokół jeziora. Na szerszych pasach wody otaczających niekiedy dookoła całe jezioro, falowanie wiatrowe doprowadza do mechanicznego kruszenia lodu. Tak ukształtowana pokrywa lodowa przesuwana jest przez wiatr, rozrywając się na duże płyty lodu. Przy silniejszych wiatrach na brzegach dowietrznych mogą powstać zwały lodu, o czym już ogólnie wspomniano.

Równocześnie z powstaniem przybrzeżnego pasa wolnego od lodu, lód topi się na całym jeziorze. Zjawisko to odbywa się tu zarówno od góry, jak i też od dołu. Niektóre płytkie miejsca odmarzają o wiele

szybciej niż pozostała część jeziora. Tłumaczy się to małą inercją cieplną tych miejsc, gdzie woda ogrzewa się w całym pionie szybciej niż w pozostałych głębszych częściach jeziora. Przy głębokościach rzędu 1,5 m obserwowano uwarstwienie dychotermiczne sięgające do dna. Woda o temperaturze 3,5—4,5°C powoduje szybkie podtapianie lodu od dołu.

Ablacja lodu na jego powierzchni odbywa się szczególnie intensywnie w miejscach szczelin i pęknięć. Insolacja słoneczna doprowadza do głębokiego wypreparowania całej sieci spękań i pęknięć lodu. Powstająca na lodzie warstewka wody przyspiesza jego topnienie. Przy wietrze zwiewana jest w inne miejsca odsłaniając czysty lód. Przyczynia się to dodatkowo do szybszego topnienia.

Jak już kilkakrotnie wspomniano, badane okresy zimowe 1971/72 i 1972/73 charakteryzowały się właściwie brakiem pokrywy śnieżnej. Sprzyjało to wywiewaniu z pól ornych drobnych części gleby. W niektórych miejscach strefy brzegowej lód był „przypruszony” cienką warstwą tego materiału. Powierzchnie te topiły się o wiele szybciej, w wyniku różnicy w pochłanianiu promieniowania słonecznego przez powierzchnie przypruszone materiałem glebowym.

Charakterystyczną formą ablacji są tak zwane „oka lodowe”. Ciekawą jest sposób ich powstawania. W początkowej fazie podobny jest do powstawania kriokonitów. Zgromadzony na niewielkiej powierzchni materiał wywiewany z pól ornych, ogrzewa się intensywniej niż otaczający je lód, wtapiając się. Woda wypełniająca tak powstałe wgłębienia, przyspiesza dalsze wtapienie i powiększanie ich średnicy. Obserwowano otwory o średnicy od kilku do kilkudziesięciu centymetrów.

Pewien udział w zaniku pokrywy lodowej ma roślinność. Łodygi roślin wodnych wmarzniętych w lód dość szybko wytapiają się z lodu. Początkowo otoczone są cienką obwódką wody, głęboką na kilka centymetrów, a następnie w miarę topnienia lodu powstają obwódki o średnicy kilku centymetrów i głębokości równej grubości lodu, łączące się jedna z drugą. Liście roślin wodnych zanurzone w lód (nawet na głębokości kilku centymetrów) przez promienie słoneczne zostają wypreparowane, a otaczające je przetainy zarysem przypominają kształt liścia.

Dużą rolę w ablacji lodu odgrywają opady deszczu. Temperatura kropeł zbliżona jest do temperatury powietrza i wyższa jest znacznie od temperatury warstewki wody na lodzie, wynoszącej około 0°C. Zjawisko to obserwowano w lutym 1973 i ono w znacznej mierze przyczyniło się do tak szybkiego zaniku lodu.

Ablacja lodu nie jest zjawiskiem ciągłym. Przerwana jest okresami z ujemnymi temperaturami powietrza. Powoduje to pojawienie się szeregu interesujących zjawisk wtórnych. Wypreparowane szczeliny w lodzie

wypełnione są wodą, która przy zamrożeniu powoduje ich rozepchnięcie. Zamarza również cienka warstwa wody na lodzie, likwidując całkowicie powstały dotychczas mikrorelief lodu.

Całokształtowi ablacji lodu towarzyszy zjawisko „rozizglania się lodu”. Kryształy lodowe stanowiące dotąd jednostajną taflę lodową o dużej wytrzymałości rozluźniają się tworząc miękką, silnie przesączoną wodą warstwę lodu. Poszczególne kryształy lodu topią się na całej swojej powierzchni, doprowadzając do całkowitego zaniku lodu na jeziorze. Zanim jednak lód całkowicie zaniknie, bywa on kilkakrotnie przemieszczany po powierzchni jeziora, rozerwany zostaje na szereg kier lodowych.

Przy omawianiu ablacji lodu omówiono bardzo ogólnie tylko niektóre zagadnienia. Dokładniejszych badań nie prowadzono ze względu na zbyt duże trudności techniczne i niebezpieczeństwo poruszania się po lodzie w końcowej fazie jego zaniku. W takiej sytuacji do analizy wykorzystano panchromatyczne zdjęcia lotnicze wykonane 4 kwietnia 1970, w okresie zaniku pokrywy lodowej.

Pokrywa lodowa tej zimy (1969/70) powstała w początkach grudnia 1969 i trwała nieprzerwanie do pierwszej dekady kwietnia 1970. Grubość pokrywy lodowej w zatokowej części jeziora systematycznie wzrastała: 5.XII.1969 — 1 cm, 15.XII — 7 cm, 30.XII — 26 cm, 15.I.1970 — 30 cm, 30.I. — 31 cm, 15.II — 37 cm, 28.II — 49 cm, aż do maksymalnej grubości 52,5 cm w dniu 15.III. Od tego dnia obserwowano powolny zanik pokrywy lodowej. W ostatnich dniach marca i na początku kwietnia nastąpiło jej popękanie a w wyniku wiatrów z sektora północnego i zachodniego (tab. 6), jej zepchnięcie na południe. Taką sytuację uchwyciły zdjęcia lotnicze w dniu 4 kwietnia 1970 roku. Sytuację na podstawie zdjęć lotniczych, przedstawiono na ryc. 28.

Kierunek i prędkość wiatru w okresie 1-4 kwietnia 1970 na Stacji Badawczej UMK w Siemionkach

Tabela 6

Dzień	Kierunek i prędkość wiatru		
	Godzina pomiaru		
1. IV	7 ⁰⁰	13 ⁰⁰	21 ⁰⁰
	SSE-3	SW-5	SW-4
2. IV	SW-7	WSW-9	C-0
3. IV	C-0	BN-6	NW-9
4. IV	NNW 2	WNW-6	W-9

Poszczególne wieloboki to odrębne bloki lodowe — kry. Szczególnie duże rozdrobnienie ich występuje przy zakończeniu półwyspu Potrzymiech,

określającego jezioro Gopło na część tzw. przyływową i zatokową. Odegrał on w tym wypadku rolę podobną do filara mostowego przy kruszeniu lodu. Cała sieć spękań nie była możliwa do odczytania ponieważ 3.IV.70 wystąpił opad śniegu w ilości 21,7 mm i w znacznym stopniu je zakrył. Obraz przedstawiony na rycinie 28 jest bardzo uproszczony, ponieważ w tej skali trudno jest przedstawić wszystkie szczegóły zarysu poszczególnych kier lodowych.

Stosowanie zdjęć lotniczych stwarza szereg możliwości różnorodnego badania zjawisk lodowych i uchwycenia różnic pomiędzy poszczególnymi jeziorami (M. Grześ, A. Jankowski 1973). Przykładem kapitalnego wykorzystania zdjęć lotniczych w badaniu zlodzenia jezior mogą być badania jakie prowadzono na Wielkich Jeziorach Amerykańskich (E. W. Marshall 1966).

UWAGI KOŃCOWE

Obserwacje nad zlodzeniem jeziora Gopło jak również na kilkunastu jeziorach Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego, pozwoliły na wyciągnięcie kilku ogólniejszych wniosków.

Zlodzenie jezior pozostaje w ścisłym związku z mikszą jeziora, która określana jest objętością masy wodnej i możliwościami jej mieszania. Typowym tego przykładem mogą być dwa małe jeziora (tab. 7) leżące kilka kilometrów na południe od jeziora Gopło.

Niektóre dane morfometryczne jezior Skulskich

Tabela 7

Jezioro	Powierz. w km ²	Objętość w miln m ³	Głębokość maks. w m	Głębokość średnia w m
Skulskie	1,20	8,1	17,6	6,7
Skulska Wieś	1,16	4,9	8,2	4,2

Dla jezior tych podobnie jak dla Gopła dysponowano zdjęciami lotniczymi z 4.IV.1970 roku (M. Grześ, A. T. Jankowski 1973). Jak widać z tabeli 7 powierzchnie ich są prawie identyczne, ale zasadniczo różnią się objętością masy wodnej. Objętość masy wodnej jeziora Skulska Wieś stanowi około 60% objętości jeziora Skulskiego. W chwili wykonywania zdjęć lotniczych różnica w pokryciu powierzchni wody tych jezior lodem wynosiła około 35%. Zjawisko to jest wynikiem bezwładności (inercji) cieplnej masy wodnej jeziora.

Pomiary prowadzone na tych jeziorach w okresie letnim pozwoliły stwierdzić, że reżim termiczny jeziora Skulskiego odpowiada meromiksji, a jeziora Skulska Wieś tachymiksji (wg podziału P. Olszewskiego 1959).

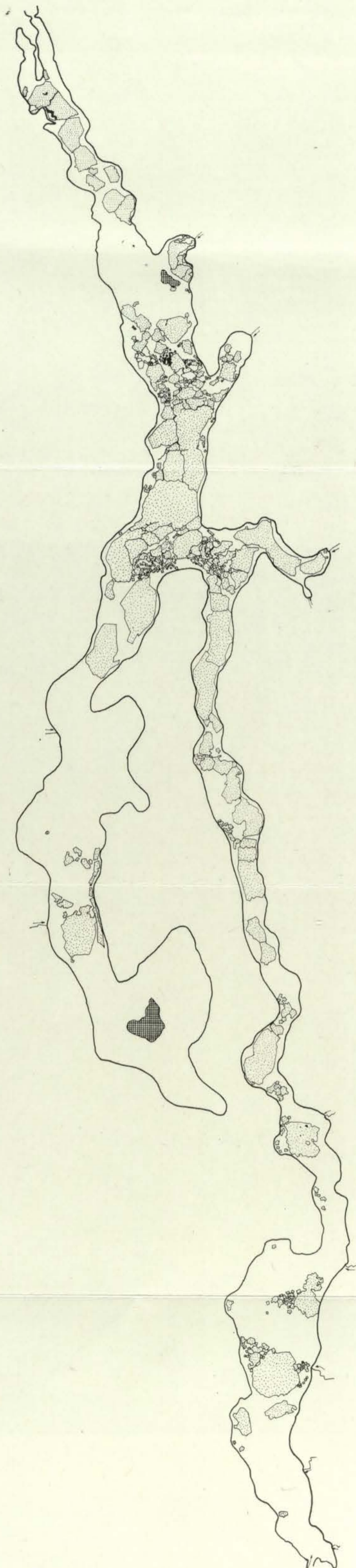
Miksja jeziora ma więc swoje odbicie nie tylko w pojawieniu się pokrywy lodowej i jej charakterze, ale również i w jej zaniku. Tu obok właściwości cieplnych decydujące znaczenie ma możliwość oddziaływania wiatru na pokrywę lodową. Na Goplu pokrywa lodowa została przemieszczona przez wiatr (ryc. 28), a na jeziorach Skulskich zjawisko to się nie zaznaczyło (różnice w długościach efektywnych).

Jeziora o większej objętości pozostają dłużej pokryte lodem od jezior o objętości mniejszej. W przypadku dużych różnic powierzchni wartością decydującą jest głębokość średnia określana na podstawie objętości i powierzchni.

Pojawienie się zjawisk lodowych, długości ich trwania oraz zanik jest wypadkową warunków meteorologicznych i morfometrycznych jeziora jak również charakteru otoczenia, który określa w znacznym stopniu długość trwania pokrywy lodowej (z chwilą pojawienia się ciągłych dodatnich temperatur powietrza).

Zmienność zjawisk lodowych pozostaje w ścisłym związku ze zmiennością warunków meteorologicznych, a każdemu typowi zamarzania towarzyszą charakterystyczne formy lodu. Decydującym czynnikiem, który doprowadza do naruszenia całości pokrywy lodowej jest wiosenny wzrost stanów wody. Pokrywa lodowa „oderwana” od brzegów przemieszczana jest przez wiatr rozdzielając się na pojedyncze kry lodowe wzdłuż wcześniej powstałych spękań i szczelin.

Zagadnienie typologii i klasyfikacji pokrywy lodowej jest złożonym problemem. Dał wyraz temu w swoim artykule J. W. Mołczanow (1964). Po przeanalizowaniu bogatej literatury światowej dokonuje on podziału jezior na cztery grupy z różnym reżimem zjawisk lodowych. Jezioro Gopło można zaliczyć tu do pierwszej grupy. Zadecydowała o tym: mała powierzchnia ($<50 \text{ km}^2$), równoczesne zamarzanie prawie całej powierzchni jeziora, stosunkowo szybki przyrost grubości pokrywy lodowej w początkowym okresie zlodzenia. Posiada ono również pewne cechy zlodzenia drugiego typu. Możliwość znacznego wiatrowego mieszania wód w okresie powstania pokrywy lodowej przy kierunkach wiatru z sektora północnego i południowego, opóźnienie zamarzania niewielkich powierzchni jeziora. Termiką okresu zlodzenia zwykło się nazywać okresem stagnacji zimowej. Zgodzić się można z tym w wypadku jezior głębokich. W przypadku jezior polimiktycznych jakim jest Gopło procesy cieplne zachodzą w całej przykrytej lodem masie wodnej (ryc. 22 i 23). Wymiana cieplna odbywa się na granicy woda — osady i woda — lód — atmosfera. W pierwszym okresie zlodzenia jeziora (por. rozdz. „Termika wód jeziora Gopło”) dopływ ciepła z osadów dennych jest o 70% większy niż straty ciepła przez pokrywę lodową. W okresie występowania warstwy śniegu na lodzie wzrasta znacznie rola ciepła



Ryc. 28. Pokrywa lodowa na jeziorze Gopło (4.IV.1970) na podstawie zdjęć lotniczych
Fig. 28. Ice sheet on Lake Gopło (April 4, 1970), pictured from air photos.

zmagazynowanego w osadach dennych w kształtowaniu reżimu termicznego jeziora (G. J. Wereszczagin 1941, B. D. Zajkow 1955). Dopiero po ablacji warstwy śniegu rozpoczyna się dopływ energii przez pokrywę lodową. W początkowej fazie doprowadzając do powstania uwarstwienia dychotermicznego. Z chwilą kiedy warstwa objęta dychotermią połączy się warstwą ogrzaną przez osady denne występuje homotermia. Homotermię wiosenną występującą jeszcze w okresie zlodzenia należy traktować jako charakterystyczną dla jezior polimiktycznych, podobnie jak minimum średniej temperatury jeziora mające miejsce w okresie bezpośrednio przed zlodzeniem.

LITERATURA

- Berdennikow W. P., Deriugin A. G., Chaminow N. A., 1971. Metodika izuczenija kinematyki ledianowo pokrowa. Trudy G.U.G.S., wyp. 184, Ledowyje issledowanija. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Bogorodskij W. W., Gusew A. B., Chochłow G. P., 1971. Fizyka presnowodnowo lida. Gidrometeorologiczeskoje Izdatielstwo. Leningrad.
- Bogosłowski B. B., 1960. Ozerowiedeniye. Izdat. Moskowskowo Uniwersiteta. Moskwa.
- Bogosłowski B. B., Murawiejskij S. D., 1955. Oczerki po ozerowedeniju. Izdat. Moskowskowo Uniwersiteta. Moskwa.
- Bułatow S. N., 1970. Rasczet procznosti tajuszczewo ledianowo pokrowa i naczała wietrowo drejfa lida. Trody G.U.G.S., wyp. 74. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Chodakow W. G., 1969. Sniegi i ldy zemli. Izdat. „Nauka”. Moskwa.
- Ciszewski R., 1964. Zlodzenie jeziora Mikołajskiego. VI Zjazd Hydrobiologów Polskich w Olsztynie (streszczenia referatów). Warszawa.
- Cyberski J. Z., 1969. Z limnologicznych badań w Mikołajkach. Gazeta Obserwatora PIHM. Nr 1. Warszawa.
- Deriugin A. G., 1971. Issledowanija snieżnowo lida. Trudy G.U.G.S., wyp. 184, Ledowyje issledowanija. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Dębski K., 1970. Hydrologia. Wyd. „Arkady”. Warszawa.
- Donczenko R. W., 1971. Ledowyj režim wodochraniliszcz SSSR. Trudy G.U.G.S. wyp. 187, Issledowanija ledowo režima rek i wodochraniliszcz. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Forsz L. F., 1965. Rol łutowej tołszczy w formirowanii tępłowo režima oz. Wielikowo. Izwestia Wsechsojuznowo Geograficzeskowo Obszczestwa, tom 97, wyp. 4. Moskwa.
- Gołek J., 1972. Zjawiska lodowe na rzekach polskich. Prace PIHM, z. 48. Warszawa.
- Grześ M., 1972. O piętrzeniu jezior w dorzeczu górnej Noteci. Gospodarka Wodna, Nr 4. Warszawa.
- Grześ M., 1973. Metodyka i wstępne wyniki badań nad termiką osadów dennych jeziora Gopło. Przegląd Geograficzny, tom XLV, z. 1. Warszawa.
- Grześ M., Jankowski A. T., 1973. Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach zjawisk lodowych. (maszynopis).
- Jędrasik J., 1973. Stratyfikacja dychotermiczna w Jeziorze Raduńskim Górnym. IX Zjazd Hydrobiologów Polskich w Poznaniu, (streszczenia referatów). Poznań.

- Korolec H., 1964. Zastosowanie limnigrafu do badań pionowych ruchów pokrywy lodowej. *Przegląd Geograficzny*, tom XXXVI, z. 2. Warszawa.
- Koźmiński L., Wiszniewski J., 1935. Über die Vorfrühlingthermik der Wigry Seen. *Archivum Hydrobiologii*, 28. Warszawa.
- Krickij S. N., Meinkiel M. F., Rossinskij K. J., 1955. Zimnij termiczeskij režim wodochroniliszcz, rek i kanałów. Gosenergoizdat. Moskwa — Leningrad.
- Kuzub G. J., 1955. Temperaturnyj režim ledianowo pokrowa niekatorych rek Zapadnoj Sibirii. *Trudy Transportno-energ. Instytuta*, wyp. V, *Woprosy Ledo-techniki*. Nowosybirsk.
- Lambor J., 1948. Geneza lodu prądowego i jego pojawienia się na rzekach środkowo-europejskich zlewiska morza Bałtyckiego. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, tom I, z. 3. Warszawa.
- Lityńska Z., 1965. Prognoza zamarzania Jeziora Mikołajskiego. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*. 1/61. Warszawa.
- Lityńska Z., 1969. Prognoza zamarzania jezior Pojezierza Mazurskiego. *Prace PIHM*, z. 96. Warszawa.
- Marshall E. W., 1966. Air photo interpretation of Great Lakes ice features. The University of Michigan, Special Report Nr. 25. Michigan.
- Matuszewicz J., 1939. Badania nad zlodzeniem jezior w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, tom II, z. 1. Warszawa.
- Mołczanow I. W., 1964. Nekatoryje woprosy typologii i klasyfikacji ledianowo pokrowa na ozerach i wodochroniliszczach. *Trudy G.G.I.*, wyp. 113. *Gidrometeoizdat*. Leningrad.
- Mortimer C. H., Mackereth F. J., 1958. Convection and consequences in ice covered lakes. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 13. Stuttgart.
- Nesina L. W., 1970. O parametre termiczeskij stratyfikacji wody. *Trudy G.G.O.*, wyp. 271 *Meteorologiczeskij režim wodoemow*, *Gidrometeoizdat*. Leningrad.
- Olszewski P., 1959. Stopnie oddziaływania wiatru na jeziora. *Zeszyty Naukowe WSR w Olsztynie*, Nr 4. Olsztyn.
- Panfilow O. F., 1972. Ustawia obrazowania termiczeskich treszczin w ledianom pokrowie rek i wodochroniliszcz. *Meteorologia i Hidrologia*, Nr 2. Moskwa.
- Pasławski Z., Błaszczuk B., 1970. Charakterystyka hydrologiczna i bilans wodny jeziora Gopło. *Przegląd Geofizyczny*, r. XV (XXIII), z. 3. Warszawa.
- Patalas K., 1960. Mieszanie wody jako wskaźnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic Węgorzewa. *Roczniki Nauk Rolniczych*, tom 77 — B — 1. Warszawa.
- Paunder E. R., 1967. *Fizyka lda*. Izdat. „Mir”. Moskwa.
- Plan batymetryczny jeziora Gopło., 1959. Instytut Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie. Olsztyn.
- Piwowarow A. A., 1972. *Termika zamierzajuszczich wodojemow*. Izdat. Moskowsko-wo Uniwersiteta. Moskwa.
- Proskuriakow B. W., Berdennikow W. P., 1971. Metod opredelenija napriazhenija ledianowo pokrowa i opyt jewo primienienija. *Trudy G.U.G.S.*, wyp. 184, *Ledowyje issledowanija*. *Gidrometeoizdat*. Leningrad.
- Stangenberg M. i K., 1953. Jezioro bez stratyfikacji termicznej w lecie. *Kosmos*, ser. A, z. I—IV, r. LXVI. Wrocław.
- Stewart K. M., 1972. Izoterms under ice. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 18. Stuttgart.
- Szaflarski J., 1956. Warstwa przedwiosenna w termice wód jezior tatrzańskich. *Przegląd Geograficzny*, r. I (IX), z. 3—4. Warszawa.

- Szmatkow W. A., 1971. Issledowanije naprižennowo sostojanija ledianowo pokrowa metodom elektriczeskowo modelirowanija. Trudy G.U.G.S., wyp. 187, Issledowanija ledowowo režima rek i wodochraniliszcz. Gidrometeizdat. Leningrad.
- Tichomirow A. J., 1970. Klassifikacija ozer umiernoj zony po termiczeskomu režimu. Trudy Wsechsojuznowo Simpozjuma, cz. I, Reżim ozer. Vilnius.
- Wereszczagin G. J., 1941. O sowremennyh metodach prognoza termiczeskowo režima ozer i wodochraniliszcz. Izwestia Akademii Nauk SSSR, Nr 3. Moskwa.
- Wiszniewski J., 1953. Uwagi w sprawie typologii jezior polskich. Polskie Archiwum Hydrobiologii, tom 1/14. Warszawa.
- Zajkow B. D., 1955. Oczerki po ozerowiedeniju. Gidrometeizdat. Leningrad.

MAREK GRZES

INVESTIGATIONS OF THE THERMIC REGIME AND OF ICE FORMATION AT LAKE GOPŁO

Summary

The author made his investigations of the thermic regime and of ice formation at Lake Gopło, a shallow subglacial channel-like water basin (Table 1). This lake lacks a natural hydrological regime being a ponded-up lake. Some 90% of the water surface has a depth not exceeding 5 m. Taking for granted, that heat transfer within the lake depends on winds being able to act dynamically on the water, one must assume winter to coincide with the period in which an ice sheet covers the lake. In lakes with a poor stability of the water mass (like Lake Gopło), the lowest mean water temperature is synchronous with the start of ice formation.

The development of ice features depends on the one hand upon meteorological conditions and, on the other, upon the physico-chemical properties of the water. From a physical point of view the most important moment is transgression of 4°C, the temperature of maximum density; with this moment starts the period of winter-time cooling of the water which ends as soon as an ice cover is formed.

The continuously growing contamination of the aqueous environment causes an increase in water mineralization and a lowering of its freezing temperature. Steadily increasing is the part played by agriculture in polluting the water, because mineral fertilizers carried into the lake in a variety of forms (Table 2) lead to a growth of water mineralization.

The author distinguishes, as subject to meteorological conditions, three types differing in the formation of an ice sheet. The first type occurs at wind velocities not exceeding 2.5 m/sec, the second upon intensive wind-operated water mixing, and the third in cases when water crystallization is associated with snowfall. Each type of formation of an ice cover on the lake is reflected in a difference in the characteristic form of the ice.

In the time from 1923/24 to 1972/73, a stable ice cover on Lake Gopło used to develop between Dec. 3 and 20, and the last day of its existence varied between March 8 and April 4. These data indicate that the mean duration of the ice cover was from 80 to 118 days. Detailed studies of how long the ice cover lasts revealed, that in the 1971/72 winter it was 69 days and 70 days in the 1972/73 winter; although duration proved to be much alike, the dates of starting and ending the ice cover differed considerably (Fig. 5).

In his examinations of the structure of the ice sheet the author made use of a special measuring device (Fig. 10), by which he was able to determine the ice thickness in small diameter holes. An essential factor in the formation of the

ice cover is its initial thickness (Table 4) which fairly accurately defines the conditions in which crystallization has been taking place. The variations in ice thickness in Lake Gopło are slight, usually limited to 2—4 cm. The greatest thickness, 75 cm, was recorded in the winter of 1928/29, — the average maximum thickness being 28 cm.

Next the author investigated the dynamics of the ice cover regarding its deformations (Figs. 12 and 13) and the formation of cracks and fissures. He found that from year to year the principal cracks develop at identical places (Fig. 2). In further studies he examined the finer network of cracks and fissures on selected ice tracts of 100×100 m size (Fig. 15). On one of these tracts a limnigraph with a 10:1 transmission was operated in order to record vertical motions of the ice sheet (Fig. 14). Moreover, the author managed to determine the role which changes in air temperature and in wind velocity, as well as oscillations of the water level have been playing in the development of the system of cracks and fissures in the ice.

The thermic conditions of the ice in Lake Gopło represent part of the complicated temperature and heat regime of the lake (Figs. 16, 17, 18). When there is no snow, the greatest diurnal changes in ice temperatures extend downward to a depth of 20 cm, and they tally with the depth of the majority of thermic cracks in the ice sheet. This shows the great importance of snow in the thermic conditions of Lake Gopło (Figs. 17, 20).

The multiple mixing of the water in Lake Gopło can be clearly observed throughout the year. The coefficient of thermic stratification varies between 0.816 and 1.0; only while dichothermy lasts it exceeds 1.0 and has reached as much as 1.375. While the ice cover lasts, the thermic regime of the water in Lake Gopło depends on the amount of heat released from the lake bottom; after snow disappears and the ice temperature reaches 0°C , there starts the period in which dichothermic stratification sets in and the heating of the water layer underneath the ice. This two-way heating leads to the formation of spring-time homothermic conditions even while the ice cover lasts (Figs. 22, 23). This phenomenon should be looked upon as typical of multiple water mixing. With lakes like Gopło, Skulskie and Skulska Wieś as an example, the author ascertained this relation between water mixing and ice regime.

Tłumaczył *A. Makowski*

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИКИ И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ОЗЕРА ГОПЛО

Резюме

Исследования термики ледяного покрова и термики вод проводились на озере Гопло которое представляет собой мелкую ледниковую рытвину. Озеро лишено естественного гидрологического режима в связи с соружением искусственной подпруды. Около 90% площади акватории занимают глубины до 5 м. Принимая, что распространение тепла в озере зависит от возможности динамического воздействия ветра, зимним периодом следует считать время ледостава, когда озеро покрыто льдом. В озерах с жалой устойчивостью массы воды (озеро Гопло) минимальная средняя температура воды в озере соответствует началу замерзания.

Начало образования льда определяется с одной стороны метеорологическими условиями и физико-химическим состоянием массы воды — с другой. С точки зрения физических явлений главным моментом является достижение температуры соответствующей максимальной плотности воды, т. е. 4°C , после чего начинается период зимнего охлаждения массы воды, оканчивающийся в момент появления ледяного покрова.

Увеличивающееся загрязнение водной среды ведет к увеличению минерализации вод и понижению температуры замерзания. Все большую роль в загрязнении водной среды играет сельское хозяйство. Поступающие в озеро в разном виде минеральные удобрения (табл. 2) вызывают постоянный рост минерализации вод.

Выделены три вида образования ледяного покрова, зависящие от метеорологических условий. Первый вид — при максимальной скорости ветра до 2,5 м/сек; второй — при интенсивном перемешивании воды под воздействием ветра и третий, когда кристаллизации воды сопутствует снегопад. Каждому виду образования ледяного покрова соответствуют характерные формы льда.

В период 1923/24 до 1972/73 ледяной покров на озере Гопло стабилизировался между 3 и 20. XII, а последний день с ледяным покровом отмечался между 8. III и 4. IV. Эти даты определяют среднюю продолжительность покрова в 80—118 дней. Ледяной покров в период проведения подробных исследований удерживался 69 дней зимой 1971/72 и 70 дней 1972/73 года. Подобные величины получены также при значительном изменении дат образования и таяния ледяного покрова (рис. 5).

При исследовании строения озерного льда употреблялась специальная мерка (рис. 10), дающая возможность проведения подробных измерений льда в отверстиях малого диаметра. Важным элементом в образовании покрова льда является его начальная мощность (табл. 4), которая приблизительно определяет условия кристаллизации. Различия толщины льда на озере Гопло невелики и составляют 2—4 см. Толщина достигает максимально 75 см (зима 1928/29), средняя максимальная величина составляет 28 см.

Динамика ледяного покрова изучалась с точки зрения его деформации (рис. 12 и 13) и растрескивания. Установлено, что главные трещины появляются из года в год в тех же местах (рис. 3). Сеть мелких трещин изучалась на избранных участках площадью в 100x100 м (рис. 15). На одном из участков был установлен лимиграф (10:1) регистрирующий вертикальные движения ледяного покрова (рис. 14). Определялась роль колебаний температуры воздуха, скорости ветра и изменений уровня воды в развитии сети трещин во льду.

Термика озерного льда является частью сложного температурного и теплового режима озера (рис. 16, 17, 18). При отсутствии снегового покрова наибольшие суточные колебания температуры льда достигают глубины 20 см, до которой доходит большая часть термических трещин. Важную роль в термике льда играет снег (рис. 17, 20).

Полимиксия озера Гопло ясно обнаруживается в течение всего года. Коэффициент термической стратификации колеблется от 0,816 до 1,0. Только в период дихотермии он превышает 1,0 и составляет 1,375. Термический режим массы воды озера Гопло в период существования ледяного покрова определяется количеством тепла, отдаваемого посредством дна, а после таяния снега, при температуре льда 0 С, начинается период образования дихотермической стратификации и нагревание слоя воды подо льдом. Нагревание в двух направлениях ведет к образованию весенней гомотермии еще когда существует ледяной покров (рис. 22, 23). Это явление следует считать типовым для полимиксии. На примере озер Гопло, Скульске и Скульска Весь установлена связь между миксией и ледовым режимом

Tłumaczył B. Michnikowski

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИКИ И ЛЕДЯНОГО ПОКОВОРА ОЗЕРА ГОПЛО

Список иллюстраций

Рис. 1 Эскизная карта озера Гопло с батиметрией. По данным Института Рыболовства в Ольштыне (1959)

1 — изобаты каждые 5 м, 2 — населенные пункты, 3 — острова, 4 — водомерные посты, 5 — максимальный разбег волн, 6 — площадь измерений

Рис. 2 Отверстия геометрической формы во льду начальной толщины 1 — 1,5 см (20. XII. 1972)

Рис. 3 Характерные точки ледяного покрова озера Гопло

1 — ледяной покров, 2 — незамерзшая поверхность воды, 3 — места, где вода замерзает позже и тает раньше, 4 — главные трещины во льду образующиеся каждый год, 5 — острова

Рис. 4 Процессы замерзания в береговой зоне (23. XI. 1971)

1 — замерзший береговой вал, 2 — полоса сплошного берегового льда, 3 — лед замерзший, 4 — пятна льда, подверженные воздействию волн

Рис. 5 Схематический график хода процессов замерзания озера Гопло в период 1952/53—1972/73

1 — ледяной покров, 2 — береговой лед, 3 — льдины, 4 — поверхность воды без льда
а — дни с покровом льда, в — шуга, с — сумма дней с проявлением процессов замерзания и размерзания и ледоставом в данном году

Рис. 6 Ход изменений мощности ледяного покрова на озере Гопло в период 1952/53—1950/96

Рис. 7 Ход изменений мощности ледяного покрова на озере Гопло в период 1968/69—1972/73

Рис. 8 Схема хода изменений мощности ледяного покрова в период зимы 1971z72 с учетом температуры воздуха и уровня воды

1 — средняя суточная температура воздуха, 2 — максимальная суточная температура воздуха, 3 — минимальная суточная температура воздуха, 4 — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха, 5 — толщина льда, 6 — снег на льду, 7 — уровни воды

Рис. 9 Схема изменений мощности ледяного покрова зимой 1972/73 с учетом температуры воздуха и уровня воды (объяснения как к рис. 9)

Рис. 10 Эскизный рисунок прибора для измерения мощности льда

1 — нагрузка, 2 — деревянная планка, 3 — металлический кружок, 4 — тесьма с сантиметровой шкалой

Рис. 11 Поперечный профиль ледяного покрова в заливе озера Гопло

1 — небольшие сугробы, 2 — пункты, где проводились измерения

Рис. 12 Схема образования трещин открытых кверху (А) и к низу (В)

Рис. 13 Схема образования трещин и щелей при горизонтальных деформациях озерного льда

а — щель, в — трещина, с — ряд трещин, d — линия скола

- Рис. 14 Лимниграмма вертикальных движений ледового покрова от 3. I. 73 (А) и 15—22 I. 73 и ход колебаний температуры воздуха
- Рис. 15 Трещины и шели во льду на избранном участке ледяного покрова на озере Гопло в период 10. I. 73 (А) и 17. I. 73 (В)
- Рис. 16 Термические профили льда
- Рис. 17 Термические профили льда
- Рис. 18 Термические профили льда
- Рис. 19 Зависимость температуры льда (на глубине 5 см) от альбедо (%) его поверхности
- Рис. 20 Связь температуры воздуха со средней температурой льда — чистого (1) и покрытого снегом (2)
- Рис. 21 Зависимость коэффициента турбулентного смешивания (А) кв. см. (сек) от скорости ветра
- Рис. 22 Изменения по вертикали температуры воды в заливе озера Гопло зимой 1971/72 1 — ледяной покров, 2 — донные отложения, 3 — последовательность измерений
- Рис. 23 Изменения по вертикали температуры воды в заливе озера Гопло зимой 1972/73 объяснения как на рис. 22)
- Рис. 24 Изменения по вертикали температуры донных отложений озера Гопло в период XI. 1971—V. 1972
- Рис. 25 Ход изменений запаса тепла озера Гопло зимой 1971z72 и 1972/73 1 — ледяной покров зимой 1971z72, 2 — ледяной покров зимой 1972,z73 3 — ход изменений запаса тепла 1971z72, 4 — ход изменений запаса тепла зимой 1972/73 М
- Рис. 26 Ход изменений температуры придонного слоя воды в 1 м (1) и различий между температурой верхнего 20-сантиметрового слоя отложений и температурой воды над дном (2)
- Рис. 27 Схема колебаний температуры поверхности отложений (20 см) в поперечном разрезе озера летом и зимой
- Рис. 28 Ледяной покров на озере Гопло (4. IV. 1970) по данным арзофотосъемки

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Warunki powstawania pokrywy lodowej na jeziorze Gopło	6
Ocena statyczności masy wodnej a powstania pokrywy lodowej	9
Zjawiska lodowe-Analiza materiału obserwacyjnego z okresu wielolecia 1924—1973	11
Budowa pokrywy lodowej	17
Dynamika pokrywy lodowej	22
Termika lodu jeziornego	28
Termika wód jeziora Gopło w okresie zlodzenia	34
Uwagi o zaniku pokrywy lodowej	42
Uwagi końcowe	45
Literatura	48
Summary	51
Резюме	53

**WYDAWNICTWO IG PAN
VARIA**

- B. OLSZEWICZ — **Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969.** 1973, s. 172, zł 48,—
- J. MISZALSKI — **Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowiańskim. Studium fotointerpretacyjne.** 1973, s. 000 zł 30,—
- Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — **Słownik geograficzny angielsko-polski** (w druku)
- CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1376—1870** (w opracowaniu)

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1971

- 1 A. ŻUREK — Bibliografia polskich prac o migracjach stałych, wewnętrznych ludności w Polsce (lata 1916—1969/70), s. 120, zł 18,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Przeglądowe zdjęcie użytkowania ziemi (projekt instrukcji), s. 29 + nlb., zł 18,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Człowiek a środowisko geograficzne w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym (wybrane zagadnienia, s. 80 + nlb., zł 18,—
- 4/5 PRACA ZBIOROWA — Rio Aconcagua, s. 245 + nlb., zł 45,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1970, s. 172, zł 24,—

1972

- 1 PRACA ZBIOROWA — Katalog rękopisów geograficznych. Zeszyt 2, s. 72
- 2 PRACA ZBIOROWA — Bilans użytkowania ziemi, s. 135, zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — National and Regional Atlases. For 1968—1971, s. 92, zł 21,—
- 4 MARIA Z. PULINOWA — Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym, s. 112 + nlb., zł 24,—
- 5 J. OSTROWSKI — Kartografia jako nauka, s. 99, zł 27,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1971 r. (w druku)

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku, s. 97 + ryc. tab. nlb., zł 24,—
- 2 J. SŁUPIK — Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, s. 118 + ryc. nlb., zł 24,—
- 3 W. STOLA — Rolnictwo departamentu Vaucluse (Francja). Próba typologii, s. 86 + nlb., zł 21,—
- 4 J. GROCHOLSKA — Bilans użytkowania ziemi. Cz. II
- 5 B. OBREŃSKA-STARKŁOWA — Mezo- i mikroklimat gromady Szymbark
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1972

1974

- 1 I. BURLIKOWSKA — Zaopatrzenie w wodę wsi województwa lubelskiego
- 2 PRACA ZBIOROWA — Studia nad strukturą sieci osadniczej wybranych powiatów
- 3 M. GRZEŚ — Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło
- 4 A. RACHOCKI — Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych na przykładzie rzeki Raduni