

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

 Do użytku służbowego

 N^o 000281

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2

**Z badań Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN
nad Jeziorem Mikołajskim**

Opracowali:

M. SZOSTAK, A. SYNOWIEC, M. SYNOWCOWA, H. KOROLEC

Wstępem opatrzył

J. KONDRACKI

W A R S Z A W A

1 9 6 1

WYKAZ ZESZYTÓW

PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ*

1958

- 1 Zagadnienia geografii zaludnienia i osadnictwa, 5 artykułów, s. 153, zł 10,—
- 2 Teoretyczne zagadnienia z geografii ekonomicznej — 5 artykułów, s. 180, zł 10,—
- 3 Zagadnienia geografii gleb — 6 artykułów, s. 133, zł 10,—
- 4 Nowsze poglądy na istotę krajobrazu geograficznego — 3 artykuły, s. 127, zł 10,—

1959

- 1 Geografia transportu — 4 artykuły, s. 130, zł 10,—
- 2 Geografia za granicą. Sprawozdania z pobytu w Chinach, Rumunii, Węgrzech, NRF, Czechosłowacji i ZSRR — 6 artykułów, s. 208, zł 10,—
- 3 Zagadnienia klimatologii — 9 artykułów, s. 195, zł 10,—
- 4 Historia geografii — 3 artykuły, s. 178 zł 10,—

1960

- 1 Międzynarodowe Kongresy Geograficzne — 7 artykułów, s. 218, zł 10,—
- 2 Zagadnienia Regionalizacji Ekonomicznej w Związku Radzieckim, 9 art., s. 198, zł 10,—
- 3 Zagadnienia Geografii Przemysłu, 4 art. s. 128, zł 10,—
- 4 Metody badań geograficznych, 5 art., s. 258, zł 10,—

1961

- 1 Zagadnienia wodne 6 art. s. 249, zł 10,—
- 2 Zagadnienia biogeograficzne (w druku)

WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN**)

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1945—1951, 1956, s. 219, zł 29,—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1952—1953, 1957, s. 90, zł 24,—
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1954, 1957, s. 67, zł 15,—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1—168, 1956, s. 88, zł 13,50
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 169—468, 1956, s. 105, zł 16,—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 469—876, s. 127, zł 24,—
- Z. KACZOROWSKA — Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o Ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1957, s. 400, zł 100,—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1936—1954, 1959, s. 315, zł 78,—
- RED. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 877—1209, s. 94, zł 20,—
- RED. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1210—1686, s. 151, zł 20,—
- Poz. 1686—2100, s. 89, zł 20,—

*) do nabycia w Dziale Wydawnictw Instytutu Geografii PAN,
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30, pokój 12.

***) do nabycia w księgarniach Domu Książki.

KOMITET REDAKCYJNY
POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

Do użytku służbowego

N^o 000281

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2

**Z badań Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN
nad Jeziorem Mikołajskim**

Opracowali:

M. SZOSTAK, A. SYNOWIEC, M. SYNOWCOWA, H. KOROLEC

Wstępem opatrzył

J. KONDRACKI

WARSZAWA

<http://ireig.org.pl>

KOMITET REDAKCJI

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński
Członkowie Redakcji: J. Kobendzina, L. Ratajski, Fr. Uhorczak
Sekretarz Redakcji: A. Werwicki
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński, J. Dylik, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kielczewska-Zaleska, S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, J. Wąsowicz, A. Zierhofer

SPIS TREŚCI

Wstęp	1
Charakterystyka morfologiczna i hydrograficzna południowej części Rynny Mikołajskiej	9
Morfologia Jeziora Mikołajskiego	52
Badania wpływu Jeziora Mikołajskiego na klimat lokalny nadbrzeża	70
Pokrywa lodowa na Jez. Mikołajskim w latach 1952/53—1957/58	106

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

W S T E P

Stacja Naukowa Instytutu Geografii PAN w Mikołajkach powstała z placówki, którą w roku 1946 zorganizowało w Giżycku Polskie Towarzystwo Geograficzne. Ówczesny sekretarz Towarzystwa Paweł Ordyński uzyskał od władz miejscowych cztero pokojowy lokal z meblami, który w ciągu pięciu lat, do roku 1951, stanowił bazę, ułatwiającą prowadzenie badań geologicznych, geomorfologicznych i limnologicznych na terenie Pojezierza Mazurskiego.

Początkowo stacja nie dysponowała ani przyrządami, ani stałym personelem naukowym, jednak w roku 1948 Polskie Towarzystwo Geograficzne zakupiło w Szwajcarii niektóre przyrządy limnologiczne, jak sondę z kołowrotem, termometry wodne, krążek Secchiego i inne; w roku 1949 stacja uzyskała łódź z motorkiem przyczepnym i wyposażenie lokalu dla pięciu osób; w roku 1950 zakupiono termometry odwracalne produkcji krajowej, a pomiary temperatury wody prowadzono systematycznie w latach 1949-1951 /9/.

W lecie 1950 roku został zorganizowany w Giżycku kurs limnologiczny, w którym wzięło udział 20 osób, reprezentujących katedry geografii na wszystkich uniwersytetach Polski /zob. "Przegląd Geograficzny", t.XXIII, s. 184-185/.

Z dniem 1 stycznia 1952 roku stacja PTG została przeniesiona z Giżycka do Mikołajek do budynku Stacji Hydrobiologicznej Instytutu Biologii Doświadczalnej im.M.Nenckiego,

a z chwilą powstania Instytutu Geografii PAN w jesieni 1953 roku przejął on od Towarzystwa majątek Stacji. Od tego czasu zaczyna się właściwa działalność Stacji, ponieważ uzyskała ona 4 stałych pracowników: 2 asystentów, 1 laboranta-mechanika i 1 pracownika fizycznego /gońca/; kierownictwo stacji objął mgr A. S y n o w i e c. Program badań i wyposażenie były omawiane trzykrotnie na konferencjach, z udziałem specjalistów: prof.R. Gumińskiego, prof.J.Kondrackiego, prof.E.Sten-za, mgr inż.Z.Mikulskiego i mgr A.Szczepańskiego /w r.1952, 1953/ oraz na zebraniach Zarządu Głównego PTG, a później Instytutu Geografii PAN.

Już na I Konfere
1952 roku wytyczono następujący program

1. Poznanie morfologii Jeziora Mikołajskiego jako jednego z elementów określających jego charakter.
2. Badanie wpływu jezior na klimat otoczenia.
3. Badanie wpływu warunków meteorologicznych na przebieg zjawisk fizycznych w jeziorze.
4. Badanie bilansu wodnego zespołu wielkich jezior mazurskich.
5. Badanie niektórych zjawisk fizycznych w wodzie, określających charakter jeziora, zwłaszcza ruchów wody, własności fizycznych i optyki.

W związku z tak nakreśloną problematyką zorganizowano w roku 1952 stację klimatologiczną II rzędu, zainstalowano budki do badania mikroklimatu, ustawiono wodowskaz i limnigraf, a w 1954 roku zbudowano i zakotwi-
czono tratwę z ewaporometrem i budką meteoro-

logiczną. W okresie tym, poza stale rozszerzającym się programem obserwacji terminowych zostały przeprowadzone przy współpracy Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego następujące prace w rejonie stacji

1. Wykonano w ciągu trzech sezonów zdjęcia batymetryczne z lodu rynny Jeziora Mikołajskiego i Bełdanów /obejmujących łącznie powierzchnię około 16,5 km²/ i sporządzono mapę tej rynny w skali 1:5 000.

2. Przeprowadzono orientacyjne pomiary batymetryczne jezior dorzecza Krutyni, a ponadto wykonano dokładniejsze plany batymetryczne niektórych jezior w otoczeniu Sniardw.

3. Wykonano pod kierunkiem J.Kondrackiego zdjęcie geomorfologiczne i hydrograficzne dorzecza Krutyni i otoczenia jeziora Sniardwy w skali 1:50 000 i 1:100 000 /8/.

4. Katedra Klimatologii U.W. zorganizowała na stacji kurs hydrologiczno-klimatologiczny z udziałem 10 osób /2 - 14 lipca 1953 r./ i przeprowadziła pod kierownictwem zast.prof.dr Z.Kaczorowskiej obserwacje nad wpływem jeziora Sniardwy na klimat jego otoczenia /1/.

Obciążenie personelu stacji służbą obserwacyjną i zakończenie pierwszego etapu prac nad mapą geomorfologiczną i hydrograficzną /przeprowadzanych przez Katedrę Geografii Fizycznej U.W./ spowodowały, że od roku 1955 tematyka stacji została ograniczona do 3 zagadnień

1. Wpływ jeziora Mikołajskiego na klimat lokalny

2. Termika rynny Jezioro Mikołajskie -
Bełdany

3. Parowanie z powierzchni wody.

Współpracowano również ze Stacją Hydrobiologiczną w badaniach dwóch małych jezior, a przy obserwacjach klimatologicznych przeprowadzono pomiary solarymetryczne celem uzyskania materiałów do bilansu cieplnego jeziora.

Z początkiem roku 1957 nastąpiły zmiany personelu naukowego na stacji. Mgr A. Synowiec przeszedł do pracy w nowo utworzonej w Instytucie Geografii PAN w Warszawie pracowni geografii fizycznej jezior, której podporządkowano stację w Mikołajkach. Dzięki temu i wskutek przesunięć personalnych zespół pracowników naukowych zajmujących się limnologią został zwiększony w sumie do 5 osób i można było przystąpić do opracowywania zebranych materiałów obserwacyjnych. Pracownia Geografii Fizycznej Jezior przejęła wykonany poprzednio w Polskim Towarzystwie Geograficznym Katalog Jezior Polskich obejmujący około 9 300 kart i 650 planów barymetrycznych i współpracowała z Instytutem Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie przy monografii jezior węgorskich oraz przy pomiarach batymetrycznych jeziora Mamry. Mechanik stacji pod kier. mgr A. Synowca skonstruował elektryczny świder do wiercenia otworów w lodzie, co ogromnie przyspieszyło i usprawniło sondowania jezior zimą /11/. Latem prowadzono dalsze studia nad morfologią jeziora Sniardwy i rynny Jeziora Mikołajskiego. Z końcem tego roku siedziba stacji została przeniesiona z budynku Instytutu Biologii Doświadczalnej PAN do nowowypbudowanych pomieszczeń Obserwatorium Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego na prze-

ciwległym brzegu jeziora. Okres zimowy roku 1957/58 personel stacji poświęcił na badania nad pokrywą lodową i prace batymetryczne. Latem roku 1958 kartowano typy środowiska geograficznego w otoczeniu jeziora Mamry, reambulowano w dalszym ciągu mapę morfologiczną i hydrograficzną okolicy jeziora Sniardwy i pobierano na Wielkich Jeziorach rdzenie osadów dennych 5-metrową sondą, skonstruowaną na stacji pod kier. mgr K. Więckowskiego /12/.

Rok ten przeznaczony był również na przygotowanie do druku niniejszego tomu prac, zawierającego część zebranych materiałów.

Ze względu na to, że Mikołajki stały się obecnie w zakresie limnologii terenem działalności 3 instytutów naukowych: Instytutu Biologii Doświadczalnej PAN, Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego oraz Instytutu Geografii PAN, a ponadto na terenie Pojezierza Mazurskiego prowadzi badania naukowe Instytut Rybactwa Śródlądowego i różne katedry wyższych uczelni, działalność ich powinna być wyraźnie sprofilowana i skoordynowana, aby objąć cały wachlarz zagadnień jeziornoznawczych, ponieważ żadna z wymienionych placówek nie jest na tyle silna, aby siana mogła je wszystkie badać. O ile zagadnienia hydrologiczne i klimatologiczne z natury rzeczy należą do kompetencji PIHM, a zagadnienia hydrobiologiczne do Instytutu im. Nenckiego, to stacja geograficzna powinna obecnie rozwijać przede wszystkim problemy geomorfologiczne i paleolimnologiczne w oparciu o dynamikę procesów współczesnych i badanie osadów dennych, współdziałać z innymi instytucjami w opracowaniu dokładnych map baty-

metrycznych i zajmować się takimi problemami hydrofizycznymi, które wymagają wypróbowania nowych metod i nowej aparatury, pozwolą poznać przebieg poszczególnych procesów w zbiorniku wodnym i ustalić ich związek z otoczeniem i oddziaływanie na otoczenie. Zamierzeniem naszym jest również dać regionalną charakterystykę wielkich jezior mazurskich. Wyniki dalszych studiów zostaną następnie zebrane w nowy tom prac z geografii fizycznej jezior.

Pierwszy zbiór prac, wykonanych na stacji w Mikołajkach obejmuje następujące zagadnienia: 1. Morfologia i hydrografia rynny mikołajskiej w opracowaniu mgr M. Szostaka, 2. Morfometria Jeziora Mikołajskiego w opracowaniu mgr A. Synowca, 3. Mikroklimat brzegów Jeziora Mikołajskiego w opracowaniu mgr M. Synowcowej, 4. Metodyka pomiarów termicznych w opracowaniu mgr A. Synowca oraz 5. Zjawiska zlodzenia Jeziora Mikołajskiego, w opracowaniu mgr H. Korolec.

W przygotowaniu są następujące tematy:

1. Termika Jeziora Mikołajskiego /mgr A. Synowiec/
2. Parowanie z powierzchni wody /mgr A. Synowiec/
3. Mikroklimat nad powierzchnią jeziora /mgr M. Synowcowa/
4. Osady denne /mgr K. Więckowski/
5. Ruchy totalne wody /mgr A. Synowiec i mgr H. Korolcówna/
6. Morfologia jeziora Sniardwy /mgr M. Szostak/.

Jerzy Kondracki

LITERATURA

1. Kaczorowska Z. Wpływ zbiorników wodnych na klimat. "Gospodarka Wodna", 1953, nr 9.
2. Kondracki J., Rychling-Kondracka W. Morfologia jeziora Niegocin. "Przeł. Geogr.", XXII, 1951.
3. Kondracki J. Obserwacje nad termiką jeziora Niegocin na stacji naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Giżycku. "Przeł. Geogr.", XXIV, 1952.
4. Kondracki J. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z badań czwartorzędu, I, PIG. Biuletyn 65. Warszawa 1952.
5. Kondracki J. Morfologia jeziora Tajty. Prace Roln. Leśne. t.67. D. Warszawa 1953.
6. Kondracki J. Badania limnologiczne /poza-biologiczne/ w Polsce. "Przeł. Geogr.", XXVI, 1954.
7. Kondracki J. Stacja Naukowa IG PAN w Mikołajkach. "Przeł. Geogr.", XXVI, 1954.
8. Kondracki J., Mikulski Z. Hydrografia dorzecza Krutyni. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN. Warszawa 1958.
9. Kondracki J. Neue Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Masurischen Seenplatte. Wissensch. Zeitschr. d. Universität Greifswald. Jahrgang VII, Math-naturwiss. Reihe. 1/2. s.67-70. 1958.
10. Synowiec A. O odpływie z Jeziora Nidzkiego. "Wiadomości Służby Hydrolog.-Meteorolog.", VI, z.2, 1957.

11. Synowiec A. Pomocnicze urządzenia do zimowych badań jeziornych. Świdry do lodu. "Przełl.Geogr.", XXX, z.3, s.485-488.
12. Więckowski K. Pierwsze próby z sondą rdzeniową do pobierania monolitów osadów dennych jezior. "Przełl.Geogr.", XXXI, z.2, 1959
13. Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000. Ark. Giżycko /zest. J.Kondracki/. Warszawa 1949.
14. Jezioro Śniardwy. Mapa turyst. 1:50 000 G.U.P.K. /uksztaltowanie powierzchni wg J.Kondrackiego/ Warszawa 1948.

Mieczysław SZOSTAK

CHARAKTERYSTYKA MORFOLOGICZNA I HYDROGRAFICZNA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI RYNNY MIKOŁAJSKIEJ

Opisywany teren leży na południe od Mikołajek po obu stronach rynny mikołajskiej. Rozciągłość jego z północy na południe wynosi 19 km, ze wschodu na zachód 11 km, powierzchnia około 200 km² i zamyka się on w ramach następujących współrzędnych geograficznych: długość 21°30'0" - 21°40'0" i szerokość 53°38'20" - 53°48'20".

Pracę oparto głównie na własnych obserwacjach dokonanych w roku 1955 i 1956 podczas kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego. W lecie 1957 r. przeprowadzono ponadto reambulację zdjęcia geomorfologicznego okolic jeziora Śniardwy, wykonanego w latach poprzednich przez J. Kaczyńską, A. Róg i J. Stańczaka. Pozwoliło to łatwiej zrozumieć morfologię opisywanego terenu, która kształtowała się w strefie brzeżnej lodowca Śniardw pod wpływem tych samych procesów morfodynamicznych i zestawić w skali 1:100 000 mapę geomorfologiczną okolic jeziora Śniardwy, będącą przedłużeniem mapy geomorfologicznej dorzecza Krutyni /12/.

W dotychczasowej literaturze naukowej niewiele jest prac poświęconych ściśle omawianemu terenowi. Na szczególną uwagę zasługują tu prace Th. H u r t i g a /4/ i J. K o n d r a c k i e g o /9/.

Autor pierwszej pracy przytaczając poglądy szeregu badaczy niemieckich, zajmują-

cych się sąsiednimi terenami, naogół neguje istnienie na obszarze Śniardw ciągów morenowych o kierunku równoleżnikowym. Uważa on, że cały ten obszar posiada morfologię lodu martwego i jest rozczłonkowany na poszczególne wzniesienia, które wykazują mniej lub więcej południkowy przebieg.

J. K o n d r a c k i /9/ widzi w rejonie jeziora Śniardwy wyraźne linie postępu czoła lodowca i daje próbę usystematyzowania ciągów morenowych, oraz dyskutując poglądy dawniejszych badaczy kwestionuje hipotezę szeroko rozprzestrzenionych tarasów jeziornych. W pracy o dorzeczu Krutyni /12/ pisze, "iż w czasie recesji zlodowacenia bałtyckiego nie można mówić o wysokim spiętrzeniu wody jezior i tarasach jeziornych, ale jedynie o poziomach wód fluwioglacjalnych". Praca ta ponadto daje ocenę zasobów wodnych dorzecza Krutyni stanowiącej główny dopływ rynny mikołajskiej.

Opracowaniem hydrologicznym, obejmującym całą zlewnię wielkich jezior mazurskich, jest praca L. S k i b n i e w s k i e g o i Z. M i k u l s k i e g o /22/.

Ogólną charakterystykę morfologii i geologii Pojezierza Mazurskiego dał w swoim czasie R. Galon /2, 3/. Inne próby syntezy geomorfologii przedstawił P. W o l d s t e d t /28, 29/ ostatnio zaś J. K o n d r a c k i /9, 13/. Pogląd na budowę geologiczną, stratyografię oraz ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dają prace E. R ũ h l e g o /19, 20/, a zestawienia wierceń zawierają prace J. G ó r s k i e g o /4/ i St. Z w i e r z a /31/. Materiał kartograficzny obok map topograficznych w skali 1:25 000

i 1:100 000 przedstawiają mapy J. K o n -
d r a c k i e g o /11/ i St. Z w i e r z a
/30/, oraz plany batymetryczne Archiwum Pla-
nów Batymetrycznych IG PAN. Również na uwa-
gę zasługuje dawna praca U l e g o o ba-
tymetrii rozpatrywanych jezior /27/.

Wreszcie z prac niepublikowanych /maszy-
nopisy prac magisterskich/ należy wymienić
prace J. K a c z y ń s k i e j /8/, A.
R ó g /19/ i J. S t a n c z a k a /24/
stanowiące próbę opracowania środowiska geo-
graficznego okolic Sniardw.

Trzeba podkreślić, że dotychczasowa li-
teratura geomorfologiczna o Pojezierzu Ma-
zurskim zajmuje się głównie mezoformami.
Powstały w ten sposób obraz morfologiczny
nie jest ścisły i rieżupełnie odpowiada rze-
czywistości. Stąd istnieje potrzeba szcze-
gółowych badań.

Budowa geologiczna

Ukształtowanie podłoża plejstocenu ba-
danego obszaru stanowi część tektonicznej
niecki wypełnionej utworami kredy i trzecio-
rzędu /21/. Ogólne nachylenie niecki jest w
kierunku północno-zachodnim, natomiast utwo-
ry podkredowe: jura, dewon, sylur i kambr
są lekko pochylone ku południowi.

Jak stwierdzono na podstawie współczes-
nych badań sejsmicznych, na omawianym obsza-
rze do głębokości 200 m zalegają wszędzie
serie warstw czwartorzędowych i trzeciorzē-
dowych. Ich własności fizyczne zarówno w za-
sięgu pionowym, jak i poziomym są mało zróż-
nicowane /4/.

Na podstawie głębokiego wiercenia w Wejsunach /31/ należy wnioskować, całkowita miąższość tej serii sięga do 320 m. Na tej bowiem głębokości zalegają utwory kredowe /senon i emszer/, które w kierunku północ-wschodnim w odległości niespełna 30 km w okolicy Orzysza, podścielają bezpośrednio czwartorzęd. Miąższość czwartorzędu wynosi tutaj około 180 m i w kierunku na południ-zachód maleje osiągając w Wejsunach 145 m. Dalej na zachód 120-metrowe wiercenie w Ukcie Starej nie przebija czwartorzędu. Pod czwartorzędem zalegają utwory mioceny, wykształcone w postaci piasków kwarcytowych, lub formacji węgla brunatnego. Ku wschodowi utwory mioceny wyklinowują się i pod czwartorzędem leżą oligoceny piaski glaukonitowe. W okolicy Orzysza pod czwartorzędem zalega bezpośrednio Kreda.

Na załączonym przekroju Orzysz - Wejsuny Ukta Stara /wykonanym na podstawie cytowanych źródeł/ widać, że mamy tu do czynienia ze wschodnią częścią niecki. Strop miocenu nie jest współkształtny do niecki oligoceno-kredowej i stanowi przypuszczalnie powierzchnię egzaracji lodowcowej. Głębokość względna niecki kredowej w okolicy Wejsun w stosunku do Orzysza wynosi 150 m. Seria górnego plejstocenu zalega prawdopodobnie na grubej warstwie marglu zwałowego. Miąższość tego marglu w Ukcie Starej /zachodnia część badanego obszaru/ wynosi 74 m /13 m od powierzchni/. W Rucianem zaczyna się ona na głębokości 24 m i osiąga 30,5 m, a ponieważ wiercenie nie przebija jej, należy przypuszczać, że jest ona grubsza i stanowi ten sam poziom stratygraficzny co i w Ukcie. Bardziej na północ w Mikołajkach, w wierceniach około

starego mostu /prawa strona/ pod cienką warstwą piasków /około 1,5 m/ leży znowu margiel. Wiercenie do głębokości 16 m nie przebija go. Prawdopodobnie wiekowo stanowi on dalszy ciąg serii margli zwałowych spod Ukty i Rucianego. Takie zaleganie stropu margli zwałowych nasuwałoby wniosek, że mamy tu do czynienia ze słabo wykształconą niecką w marglach, lub przynajmniej jej północno-zachodnią częścią współkształtną do omawianej poprzednio niecki oligoceńsko-kredowej. A zatem jest bardzo prawdopodobne, że współczesna misa Śniardw jest do pewnego stopnia odbiciem większych niecek istniejących w starszych okresach geologicznych.

Rejestracja materiału powierzchniowego na badanym obszarze z powodu silnego zalesienia jest utrudniona. Sposób użytkowania ziemi wskazuje na rozmieszczenie gleb lekkich i ciężkich. Tam gdzie rosną lasy niemal z reguły występuje materiał luźny, piaszczysto-żwirzasty, a tam gdzie istnieją pola uprawne występuje materiał zwięzły - gliny lub iły.

Na północy badanego obszaru w Mikołajkach, oraz na wschód i zachód od Mikołajek, na powierzchni przeważa glina z gładzami i żwirem. W zboczu dużego wykopu w Mikołajkach u zachodniego brzegu Jeziora Mikołajskiego widać do głębokości 15 m zbitą glinę brunatną z domieszką żwirów oraz otoczków o średnicy około 15 cm. Nie brak tu również okazałych rozmiarów gładzów narzutowych. Należy dodać, że glina posiada pewne cechy wyciśnięcia w postaci wyraźnej żupliwości blaszkowatej o kierunkach S - N i upadzie 90° w stropie oraz 45° w spągu. Na tej samej wysokości

po wschodniej stronie Jeziora Mikołajskiego widać na powierzchni 0,5 m warstwę brunatnej gliny żwirzastej, pod którą zalegają słabo warstwowane żwiry i piaski. Wśród nich występują często soczewki grubego, nie-warstwowanego żwiru. Na głębokości 1,20 m ciągnie się 20 cm warstwa iłu przerwana małym uskokiem. Na południe od Mikołajek, w okolicy Stawek i Dybowa występuje wszędzie glina zwałowa. Jedyne w zagłębieniach bez-odpływowych, miejscami wzdłuż brzegów jeziora Łuknajno oraz częściowo Śniardw i Jeziora Mikołajskiego występują torfowiska. Płytkie obniżenia śródmorenowe są wypełnione drobnymi piaskami deluwialnymi, na których z kolei w zagłębieniach następuje współczesna akumulacja gleby spłukiwanej z wzniesień morenowych. Doskonałą ilustrację struktury do głębokości 1,7 m daje profil ciągnący się od Mikołajek do obserwatorium PIHM /ryc.2/. Długość profilu wynosi ponad 0,5 km. Widać w nim /poczynając od północy/ glinę brunatną zwałową z gładzami, przechodzącą stopniowo w piasek gliniasty z gładzami. Pod blisko metrową warstwą próchniczną znajduje się skupisko gładzów, które robią wrażenie ułożonych sztucznie. Dalej na skłonie występuje znów glina zwałowa z gładzami, a na niej jasne piaski deluwialne wyściełające zagłębienia śródmorenowe, które z kolei wypełnia gleba. Stok wzniesienia południowego najpierw budują-deluwialne piaski, następnie warstwowane piaski i żwiry z gładzami, a wyżej glina zwałowa z gładzami.

W połowie drugiego stoku widoczny jest ponad metrowy, pionowy klin wypełniony piaskiem, którego powstanie należałoby chyba wiązać z okresem peryglacjalnym.

Drugi większy kł... o głębokości 2 m i podstawie 40 cm, chociaż mniej regularny, występuje na niewielkim wzniesieniu piaszczysto-żwirzasto-gliniastym, leżącym pośród torfiastego zagłębienia bezodpływowego na zachód od Mikołajek w okolicy miejscowości Wioska. Zachodzące tu procesy orsztylizacji, szczególnie intensywne wzdłuż ścian klina podkreślają jego zarys.

Dalej na południe od gliniastego obszaru okolic Mikołajek, aż do miejscowości Iznoty ciągną się tereny piaszczysto-żwirzaste. Jedyne wzdłuż zachodniego brzegu Jeziora Mikołajskiego widać dość wyraźny pas gliny z głazami narzutowymi, szeroki wzdłuż brzegów nisko położonych, a bardzo wąski, jak gdyby "przyklejony" do brzegów wysokich. Miąższość gliny na brzegach niskich nie przekracza 1 m. Przykrywa ona drobny piasek. Przedłużenie pasa gliniastego po wschodniej stronie Jeziora Mikołajskiego stanowi obszar brunatnej gliny zwałowej z głazami, leżący na północ od Popielna i Wierzby. Wszędzie wzniesienia w wąskim pasie kontaktowym pomiędzy obszarami gliniastymi i piaszczystymi są zbudowane z materiału przemieszanego gliniasto-żwirzastego. Na południe od Popielna i Wierzby, po wschodniej stronie jeziora Bekdany, aż do jeziora Smolak Wielki, podobnie jak i po stronie przeciwnej, ciągnie się obszar piaszczysto-żwirzasty. W odkrywkach wykonanych w zboczach północnej części jeziora Bekdany stwierdzono do głębokości 4 m jasny, drobnoziarnisty piasek, poniżej 2 m bardzo słabo warstwowany, o nieznacznym upadzie na południe.

Przy zakręcie drogi z Mikołajek do Bo-
brówka na wysokiej krawędzi zaakumulowanej

rynienki zaobserwowano 40 cm warstwę żwirów piaszczystych z otoczkami, a niżej warstwowane piaski i żwiry.

Pomiędzy miejscowością Gąsior, a jeziorem Sączek /na południe od Iznot/ znajduje się odkrywka, w której na wierzchu widać piasek ze żwirem, głębiej naprzemianległe warstwy bardzo drobnego, jasnego piasku i piasku grubego. Na północnym zboczu wzgórza zalega cienka warstwa brunatnej gliny z otoczkami, wyklinowującej się ku szczytowi.

Dalej na południe, wzdłuż zachodniego brzegu jeziora Bełdany występuje obszar gliny zwałowej, na powierzchni silnie spiaszczonej, przy czym w miejscowości Kamień znajduje się duża ilość głazów narzutowych /skąd prawdopodobnie pochodzi nazwa miejscowości/. Istniała tutaj mała cegielnia.

Na zachód od opisanego obszaru gliniastego po dolinę Krutyni, oraz na południe od jeziora Garty i Jerzewko, aż do Zatoki Wydryńskiej zalegają piaski i żwiry niewyraźnie warstwowane.

Na zachód od Wydryn, aż do Starej i Nowej Ukty, w okolicy wsi: Świgajny, Osiniak, Wólka i Piotrowo, ciągną się obszary tłustej, brunatnej gliny zwałowej z głazami narzutowymi, często bardzo dużych rozmiarów. Są one widoczne przy sadzawce w Wólce. W zagłębieniach występują jasne piaski deluwialne.

Na południe od Orłówka pomiędzy jeziorem Bełdany, a Jeziorem Wydryńskim, oraz po zachodniej stronie Jeziora Wydryńskiego występują warstwowane piaski i żwiry z dużymi otoczkami, oraz niekiedy z czapami gliny brunatnej na powierzchni wzgórz.

Na krawędzi doliny Nidki, łączącej Jezioro Nidzkie z Wydryńskim widać od góry 50 cm żwirku warstwowanego, pod nim 40 cm zbitego piasku niebiesko-zielonego. Niżej zalega warstwa grubego piasku warstwowanego, podłożonego 40 cm warstwą piasku szarego, pylastego. Głębiej biegną dwie warstewki marglu jeziornego przedzielone warstewką iłu piaszczystego. Dalej zalegają warstwowane piaski i żwiry.

Na zachód od Kanału Wydryńskiego, oraz na zachód od jeziora Duża i Mała Guzianka ciągnie się obszar warstwowanych piasków i żwirów z częstymi gładzikami i dużymi otoczkami na powierzchni.

Po wschodniej stronie Dużej i Małej Guzianki leży obszar piasków i żwirów o słabo widocznym warstwowaniu, z rzadkimi otoczkami na powierzchni. Pomiędzy północnym brzegiem Małej Guzianki i wschodnim brzegiem południowej części Bełdan na powierzchni występują najczęściej żwiry.

W okolicy Wejsun, Zakątka i częściowo Onufryjewa, na powierzchni leży warstwa gliny piaszczystej z gładzami. Natomiast na zachód od Onufryjewa i jeziora Wierszołek, aż do wschodnich brzegów jeziora Bełdany ciągnie się strefa piasków, oraz żwirów z gładzami.

Obszar pomiędzy wschodnim brzegiem Bełdan, a jeziorami Wielki i Mały Smolak jest pokryty gliną piaszczystą, oraz żwirami i gładzikami. Na wschód od tych jezior, aż do zachodnich brzegów jeziora Kończewo widać na powierzchni drobnoziarnisty piasek.

Tę krótką charakterystykę materiału powierzchniowego należy uzupełnić opisem roz-

mieszczenia torfowisk, które na badanym obszarze zajmują znaczne powierzchnie.

W bezpośrednim sąsiedztwie południowej części rynny mikołajskiej jest stosunkowo najmniej torfowisk. Jedynie większe torfowiska występują wzdłuż brzegów Zatoki Iznockiej i Wydryńskiej. Za to w pewnej odległości od rynny mikołajskiej, tak po wschodniej, jak i zachodniej stronie ciągną się prawie nieprzerwanie torfowiska, przy czym wschodnie, leżące wzdłuż brzegów Wielkiego i Małego Smolaka - wyznaczają swoim rozmieszczeniem dawny maksymalny zasięg tych jezior. Zachodnie natomiast wypełniają najczęściej niecki i rynienki pojeziorne; torfowisko Osiniak, Ładne Pole, Łysonie, dolina Krutyni, Łysoni, Krajanki, Płociczno, Pietrzysko, Flosek, Łopian itd.

Przekrój przez torfowisko Łysonie /14/ wskazuje, że wypełnia ono piaszczystą misę pojeziorną o nieregularnym dnie i maksymalnej głębokości 9 m /ryc.3/.

Największa miąższość torfu występuje w zachodniej części złoża i wynosi 3,8 m. Grubość torfu maleje w kierunku wschodnim i w połowie przekroju wynosi tylko 1,75 m /głębokość zbiornika sedymentacyjnego 4,9 m/. Dalej na wschód torf ponownie osiąga znaczną miąższość 3,5 m /głębokość zbiornika sedymentacyjnego 3,85 m/. Pod torfem zalega gytia.

Ogólnie, torfowisko Łysonie posiada charakter torfowiska częściowo wysokiego, częściowo przejściowego z dominującymi gatunkami sfagnowym przejściowym i sfagnowym wysokim.

Obecnie torfowisko to w znacznym stopniu zamiera do czego przyczynił się rów łączący je ze strumykiem Łysonie.

O wyższym zwierciadle wody w jeziorach w przeszłości mówią nie tylko współczesne granice torfowisk, lecz również inne osady pochodzenia organicznego, jak np. margiel jeziorny, którego 15 cm warstwę stwierdzono powyżej 1 m nad współczesnym korytem Nidki. Podobny margiel jeziorny występuje w krawędzi doliny Krutyni przy Nowym Moście. W obydwu przypadkach margiel jeziorny przykryty jest warstwą piasku i żwiru.

Na podstawie zaobserwowanych faktów można wnieść szereg poprawek do przeglądowej mapy geologicznej w skali 1:300 000 /30/. Tak np. na północ od Wierzby i Popielna na mapie zaznaczono piaski i żwiry, gdy tymczasem występuje tam glina zwałowa z głazami. Podobnie po przeciwnej stronie Jeziora Mikołajskiego na krańcu cypla na którym oznaczono piaski i żwiry, występują gliny. Pominięto również na mapie występowanie gliny wzdłuż zachodnich brzegów Jeziora Mikołajskiego. Przeważającą część omawianego terenu na mapie oznaczono jako piaski i żwiry sandrowe, tymczasem są to raczej piaski, żwiry i głazy w strefie czołowomorenowej.

Morfologia i morfometria południowej części rynny mikołajskiej

Przystępując do opisu południowej części rynny mikołajskiej, należy przede wszystkim uporządkować nazwy i granice rynny, oraz jezior, które je wypełniają. Brak wyraźnego sprecyzowania nazw i podziału był i jest przyczyną wielu nieporozumień.

Wydaje się, że należy rozróżnić dwa pojęcia: rynna mikołajska i Jezioro Mikołajskie, które często są mylnie cytowane. Np. Skibniewski /23/ podaje, że "Jezioro Mikołajskie ciągnie się na długości 36,1 km, gdy tymczasem długość Jeziora Mikołajskiego wynosi 5,4 km, a więc mówi on o całej rynnie mikołajskiej. Otóż rynna mikołajska jako forma terenu o złożonej genezie ciągnie się nieprzerwanie od Rynu na północy aż do Guzianki na południe. Długość tej rynny wynosi 38 km^x. Mniej więcej w połowie długości rynny w największym jej zwężeniu do około 80 m, leżą Mikołajki. Głębokość i tutaj jest niewielka, nie osiąga 5 m. W przeszłości zdecydowało to o powstaniu Mikołajek jako miejsca łatwych przepraw, które dzisiaj umożliwiają dwa mosty, jedyne na całej długości rynny.

Wspomniane zwężenie w Mikołajkach dzieli wyraźnie rynnę mikołajską na dwie części: północną, wypełnioną jeziorami Tałty i Ryńskim, południową wypełnioną przez Jezioro Mikołajskie i Bełdany.

W tej pracy zostaną omówione tylko dwa ostatnie, oraz w mniejszym zakresie jeziora Duża i Mała Guzianka, które wraz z Jezioro Nidzkim stanowią jak gdyby dalszy ciąg rynny mikołajskiej na południe.

Północna granica Jeziora Mikołajskiego biegnie w poprzek największego zwężenia ryn-

^x Długość rynny otrzymano sumując maksymalne długości wypełniających ją 4 jezior: Ryńskiego, Tałt, Mikołajskiego i Bełdan.

ny w Mikołajkach, gdzie znajdował się stary most drogowy. Podobnie wyraźna jest południowa granica jeziora Bełdany - stanowi ją próg w Guziance, na którym zbudowano śluzę. Trudniej jest wyznaczyć granicę między jeziorem Bełdany i Mikołajskim. Dotychczasowy podział nie wydaje się być uzasadniony. Obydwa jeziora hydrograficznie tworzą całość. Natomiast kryterium morfometryczne nasuwa podział co najmniej na trzy jeziora. Przeto jednakże tradycyjny podział tej części rynny na Jezioro Mikołajskie i Bełdany, starając się jedynie w oparciu o kształt dna i zarys brzegów wyznaczyć granicę pomiędzy obu jeziorami. Najbardziej logiczna wydaje się granica przez wyspę leżącą na północ od Wierzby.

Jezioro Mikołajskie na północy wąskim gardłem łączy się z jeziorem Tałty. W południowej części rozszerza się do 1,5 km, po czym dzieli się na dwie krótkie odnogi. Wschodnia, będąca przedłużeniem zasadniczego kierunku z północo-zachodu na południow-schód, łączy się z jeziorem Śniardwy. Prosta linia przeprowadzona pomiędzy dwoma najbardziej wysuniętymi cyplami w tej odnodze stanowi granicę pomiędzy tymi jeziorami.

Zachodnia odnoga odchylona pod kątem prostym stanowi przedłużenie północnej części jeziora Bełdany o przeważającym kierunku z północo-wschodu na południ-zachód. Szerokość tej części jeziora wynosi 350-550 m. Środkowa część Bełdan ma znów kierunek z północo-zachodu na południ-wschód, a więc równoległy do kierunku Jeziora Mikołajskiego. Szerokość tej części waha się w granicach 650 do 1300 m.

Wreszcie południowa część Bełdan odchyła się w kierunku NNE - SSW, a więc nieco zbliżonym do kierunku północnej części Bełdan. Szerokość tej części jeziora wynosi 180 do 2300 m.

Brzegi rynny są najczęściej wysokie, ponad 20 m i bardzo strome, o nachyleniu zboczy niejednokrotnie większym niż 30° . Szczególnie strome i wysokie brzegi posiada północna część jeziora Bełdany; najwyższa część rynny przecina największe wzniesienia robiąc wrażenie przełomu. Jezioro Mikołajskie ma najbardziej strome brzegi zachodnie, a po stronie wschodniej tylko w części północnej.

Środkowa i południowa część Bełdan ma już brzegi znacznie niższe, nie przekraczające 10 m wysokości. W wielu miejscach zupełnie brak podcięć, np. u wschodnich brzegów środkowych Bełdan, czy południowo-wschodnich brzegów Jeziora Mikołajskiego. Wszędzie wysokim i stromym brzegom towarzyszy wąska, wyraźna platforma przybrzeżna, produkt mechanicznego niszczenia brzegów przez: falowanie i pokrywę lodową.

Czynniki niszczące nie wszędzie działają z jednakową siłą. Szeroka, słabo osłonięta, południowa część Jeziora Mikołajskiego, sprzyja powstawaniu dużych stosunkowo fal wietrznych, stanowiących tutaj główny czynnik abrazyjny. W trzykrotnie węższej, doskonale osłoniętej północnej części jeziora Bełdany, falowanie wywołane wiatrem jest dużo mniejsze niż w południowej części Jeziora Mikołajskiego, lecz brzegi niszczą obecnie fale, powtarzające przy przejeździe

statków. W sezonie letnim w ciągu jednego dnia przepływa przeciętnie około 15 statków. Abrazja najintensywniej występuje na wschodnich i zachodnich brzegach północnej części Bełdan w miejscach, gdzie odbywało się spuszczenie pni drzewnych. Z luźnego materiału wysokich brzegów zdarta została szata roślinna; nastąpiło współdziałanie abrazji z denudacją. Na wysokim, nagim brzegu widać głębokie wcięcia erozyjne. Materiał pochodzący z niszczenia brzegów transportowany jest przez fale wgłąb jeziora jako budulec platformy przybrzeżnej. Podobne zjawisko zachodzi przy wschodnich brzegach Dużej Guzianki. Na platformie przybrzeżnej dostatecznie rozbudowanej, pojawia się roślinność wodna, głównie trzcina pospolita. Wtedy kończy się proces niszczenia mechanicznego, a zaczyna się okres zarastania, stan najbardziej typowy dla wschodnich brzegów południowej części rynny mikołajskiej, najwcześniej narażonych na niszczenie przez krę lodową i fale wywołane przeważającymi wiatrami zachodnimi. Poza tym żywa, czynna abrazja występuje wzdłuż zachodnich brzegów rynny, mniej wystawionych na działalność fal, ze względu na osłonę wysokopiennych lasów oraz wzmocnione korzeniami drzew brzegi. Szczególnie uwydatnia się to wzdłuż zachodnich brzegów Jeziora Mikołajskiego, gdzie z powodu wąskiej platformy przybrzeżnej istniejący ciągły ruch wody uniemożliwia rozwój roślinności wodnej, a jest za słaby, aby pokonać osłonę z korzeni drzew /głównie olchy/ lub przenieść wgłąb gruby, dokładnie przemyty materiał powierzchni platformy. Następuje dalsze, powolne rozdrabnianie i otaczanie materiału.

Jezioro Mikołajskie posiada względnie płaskie dno z dużą ilością chaotycznie rozrzuconych drobnych zagłębień i wzniesień. Natomiast dno północnej części jeziora Bełdany posiada podłużne bruzdy i równoległe garby, biegnące zgodnie z zasadniczym kierunkiem tej części jeziora. Środkowa część Bełdan, oddzielona od północnej spływaniem, składa się z czterech dużych, następujących po sobie kotłów eworsyjnych. Odległość pomiędzy nimi wzrasta w kierunku północnym, wynosząc: 570 - 970 m i 1470 m. Stwierdzenie to jest niezgodne z uogólnieniami V. Chomskiego i F. Skeliowa i t e, opartymi na obserwacji rynien jeziornych Pojezierza Litewskiego, jakoby kotły eworsyjne w tej samej rynnie posiadały równe odległości /1/. Wreszcie dno południowych Bełdan w części północnej jest zdecydowanie płaskie, szerokie i stosunkowo płytkie, natomiast w skrajnie południowej części posiada znowu charakter rynnowy. Widać tu bowiem typowe głęboczki i pagórki. Podobnie obie Guzianki noszą cechy rynien, lecz o głównych kierunkach różnych - krzyżujących się.

Zróznicowany charakter dna rynny podkreślają 4 wysepki o łącznej powierzchni 4,88 ha. Największa z nich o powierzchni 3 ha, silnie zarośnięta, leży w środkowych Bełdanach na południe od Kamienia, tuż przy ładowni Siekierniak. Jeszcze bardziej na południe są widoczne dwie następne wysepki. Pierwsza o powierzchni 0,5 ha znajduje się we wschodniej części Zatoki Wydryńskiej, a druga o pow. 0,63 ha poniżej tej zatoki. Czwartha wysepka o powierzchni 0,75 ha leży na pograniczu Jeziora Mikołajskiego i Beł-

dany. Poza tym w samych Mikołajkach znajduje się wysepka o powierzchni 0,3 ha na której znajduje się przystań PTTK o sztucznie wzmocnionych brzegach, połączona stałym drewnianym pomostem z lądem. W czasie wysokiej wody (np. w sierpniu 1958 r.) wysepka jest zalewana.

Przy obliczeniu danych morfometrycznych oparto się na planie batymetrycznym w skali 1:25 000 z izobatami co 5 m, znajdującym się w Archiwum Jezior IG PAN. Wykonano go na podstawie szczegółowych zdjęć głębokościowych wykonanych dla Jeziora Mikołajskiego i Bełdany z lodu w latach 1952-54 przy udziale Studenckiego Koła Naukowego Geografów pod kierunkiem mgr A. Synowca, a dla jezior Małej i Dużej Guzianki w 1953 r. przez mgr H. i M. Więckowskich.

Na str. 26 zamieszczono tabelę charakteryzującą podstawowe dane morfometryczne Jeziora Mikołajskiego, Bełdan, oraz Małej i Dużej Guzianki.

Powierzchnię jeziora, oraz powierzchnię poszczególnych izobat zmierzono przy pomocy precyzyjnego planimetru Reissa. Dla obliczenia pojemności jeziora zastosowano wzór Pencka. Pozostałe dane morfometryczne obliczono przy pomocy powszechnie znanych wzorów, bądź zmierzono bezpośrednio z planu batymetrycznego. Większość wymienionych danych morfometrycznych nie zgadza się z Katalogiem Jezior Polskich /część 4/. Różnice wynikły głównie z powodu dowolnie przyjmowanej granicy pomiędzy Jeziorem Mikołajskim a Jeziorem Bełdany. Poza tym podana w Katalogu według Uhlego /27/ powierzchnia i objętość jeziora Bełdany dotyczy prawdopodobnie całej południowej części rynny mikołajskiej, a więc łącznie jezior Bełdany i Mikołajskiego.

Tabela 1

Lp.	Nazwa jeziora	Pow. ha	Objętość m ³	Głębokość		Maksymalna		Brzegi	
				maksymalna	średnia	długość	szerokość	długość linii m	rozwój linii brzeg.
1.	Mikołajskie	465	56 386 700	27,8	12,1	5 400	1 750	14 400	1,9
2.	Bełdany	928	94 081 000	46,0	10,1	12 900	2 700	38 200	3,5
	Łącznie południowa część rynny mikołajskiej	1391	150 447 700	46,0	10,8	18 300	2 700	52 600	
3.	Mała Guzianka	39,4	1 266 300	13,3	3,2	1 350	350	5 300	2,3
4.	Duża Guzianka	59,4	3 640 300	29,4	6,1	2 250	750	7 000	2,9

Morfogeneza

Na omawianym obszarze J. K o n d r a c k i /9/ wyróżnił 3 zasadnicze ciągi morenowe. Najbardziej południowy przebiega przez Wydryny, Niedźwiedzi Róg, Ostrów, Kwik i ma odpowiadać I fazie stadium poznańskiego /frankfurckiego/. Następny ciąg biegnie na południe od Piecków, w pobliżu Jeziora Gartyńskiego, a dalej widać go dopiero na północno-wschodnim brzegu Śniardw w okolicy Orzysza. Byłaby to II faza stadium poznańskiego. III ciąg należący do stadium pomorskiego biegnie od Mrągowa do Mikołajek, gdzie odchyła się na północo-wschód.

T. H u r t i g /4/ wyróżnia również 3 główne ciągi równoleżnikowe. Mianowicie pierwszy ciągnący się od miejscowości Zgon przez Rosochę, Wojnowo do Rucianego, gdzie po drugiej stronie Jeziora Nidzkiego ginie w sandrze piskim. Drugi ciąg równoleżnikowy Hurtiga przebiega pomiędzy I i II ciągiem Kondrackiego. Biegnie od północnego brzegu jeziora Mokrego, na południe od jeziora Garty i Jerzewko, do zachodnich brzegów Bełdan. Wreszcie trzeci ciąg Hurtiga pokrywa się z III ciągiem Kondrackiego, stanowiącym I fazę stadium pomorskiego. Według Hurtiga cały obszar pomiędzy tzw. ciągiem radialnym Boże Małe - jezioro Mokre, a rynną mikołajską jest przez te poprzeczne odgałęzienia /ciągi równoleżnikowe/ niejako pocięty w szachownicę.

Nowsze obserwacje terenowe na południe od jeziora Śniardwy wykonała A. R ó g /18/, która wyróżnia 6 ciągów morenowych.

Najbardziej północny biegnie od zachodniego brzegu Bełdan na północny-zachód od Popielna, dalej brzegiem jeziora Kończewo, przez Czarną Wyspę i północną część wyspy Ostrów Duży. Następny ciąg przebiega na południow-schód od Wierzby i Popielna przez Głodowo, Niedźwiedzi Róg, dalej przez płycizny jeziora Śniardwy i kieruje się na wyspę Ostrów Duży w części południowej. Trzeci ciąg morenowy biegnie jeszcze bardziej na południe od Wierzby po czym kieruje się na Borek, na południe od Niedźwiedziego Rogu i na północną część wyspy Ostrów Mały /Ostrówek/. Czwarty ciąg biegnie północnym brzegiem jeziora Smolak Duży, kierując się na wyspę na Jeziorze Kończewskim, następnie na Lipnik. Stąd ciągnie się wzdłuż południowo-zachodnich brzegów jeziora Kaczorajno przechodząc następnie na Ostrów Mały. Byłby to więc odpowiednik drugiego ciągu H u r t i g a. Piąty ciąg A. R ó g widzi na północ od jeziora Mały Smolak. Przebiega on przez wzgórze wsi Kończewo w kierunku zachodnich brzegów jeziora Seksty. Jeszcze dalej na południe przez piaszczysto-zwirzaste wzgórze 128,7 m n.p.m. wysokie w Wejsunach, biegnie VI ciąg morenowy. Dalej wyznaczają go wzgórza Kolonii Kończewo. Na wschodzie za Wicholiskiem oba te ciągi łączą się.

Bardziej południowe ciągi morenowe są zasypane utworami piaszczystymi, spod których wychodzą na powierzchnię tylko pojedyncze wzgórza 130 m wysokie, ciągnące się wzdłuż drogi na Pisz na północo-zachód od Łachy Kończewskiej. Następne większe i wyraźne wzgórza żwirzaste znajdują się na wschód od śluzy w Guziance, oraz na NW od jeziora Zgniłek w pobliżu jeziora Duży Jagocin. Wreszcie najbar-

dziej południowy, zasypyany ciąg morenowy można by prześledzić wzdłuż toru kolejowego i drogi z Rucianego do Piszcu.

Z konfrontacji tych prac wynika, że po zachodniej stronie rynny mikołajskiej ciągi są stosunkowo wyraźne i jest ich zarówno według J.Kondrackiego, jak i według T.Hurtiga - trzy. Ponieważ tylko najbardziej północne przechodzące przez Mikołajki, oraz południowe przechodzące przez Ruciane pokrywają się, a pozostałe dwa - nie, przeto wyróżniono ich cztery.

Po wschodniej stronie rynny morfologia jest bardziej złożona, przy czym A. Róg widzi tu 6 ciągów wyraźnych i 3 mniej wyraźne, zaznaczone przez odosobnione wzniesienia. Trzeba dodać, że nie zawsze można zsynchronizować ciągłość tych wałów morenowych po obu stronach rynny. Różnice co do ilości ciągów morenowych wynikły głównie stąd, że J.Kondracki /9/ i T.Hurtig /5/ opisywali większe obszary, zajmując się makromorfologią, natomiast A.Róg /18/ dała opis bardziej szczegółowy, w związku z czym wyróżniła formy mniejsze, lokalne. Zaznacza się to na przykładzie moren na południe od Wierzby. J.Kondracki widział tu jeden ciąg, natomiast A.Róg wyróżniła 3 ciągi recesyjne.

Autor wyróżnia na badanym obszarze 11 ciągów morenowych /ryc.6/.

Pierwszy, najbardziej północny biegnie od jeziora Płociczno przez Żelwagi na południe od toru kolejowego do Mikołajek, gdzie po wschodniej stronie jeziora skręca na południo-wschód, dochodząc do miejscowości Stawki, skąd kieruje się na Łuknajno. Ciąg

ten jest zbudowany głównie z brunatnej gliny zwałowej z gładzami, oraz z piasków i żwirów. Odpowiadałby on według J.Kondrackiego I fazie stadium pomorskiego.

Od tego ciągu w Mikołajkach oddziela się w kierunku południowym ślad najdalszego zasięgu stadium pomorskiego. Biegnie on od Mikołajek wzdłuż zachodniego brzegu Jeziora Mikołajskiego do ładowni Stanik, skąd skręca na południo-wschód, ciągnąc się dalej na północ od Wierzby, Popielna, brzegiem jeziora Śniardwy na Głodowo i na Niedźwiedzi Róg. Ciąg ten podobnie jak i pierwszy jest zbudowany z brunatnej gliny zwałowej i żwirów. Charakterystyczny jest sposób zalegania gliny budującej ten ciąg. Mianowicie na zachodnim brzegu Jeziora Mikołajskiego miąższość jej jest niewielka i wynosi około 1 m. Przy czym im brzeg jest niższy /jak np. na południe od Stacji Hydrobiologicznej/, tym glina zalega szerzej na powierzchni, lecz cienką warstwą, natomiast na brzegu wysokim /np. na południe od Kulinowa/ glina jest jak gdyby przylepiona - wciśnięta w ten brzeg. Nasuwałby się stąd wniosek, że zachodni brzeg Jeziora Mikołajskiego stanowi zachodnią granicę obniżenia, które wypełniał lodowiec stadium pomorskiego. Za takim usytuowaniem krawędzi lodowca na opisywanym terenie przemawia rozmieszczenie, oraz struktura form. Na północ od Wierzby i Popielna glina budująca ciąg morenowy ma znacznie większą miąższość i tworzy formy typowo czokolomorenowe. Dalejsza część tego ciągu biegnąca wzdłuż południowo-zachodniego brzegu jeziora Śniardwy wygląda jak zniekształcona grobla oddzielająca Śniardwy od Łąk oraz Bagien Lachowskich i Głodowa. Predyspozycja terenowa nasuwa

przypuszczenie, że lodowiec ten na południu mógł mieć większy zasięg niż to wyznacza opisany ciąg morenowy. Możliwe, że sięgał on w kształcie szerokiego jezora aż do Onufryjewa, Małych Wejsun, Zakątka i Kończewa^x. Jednak już w pierwszej fazie deglacjacji przypuszczalnie oddzielił się w postaci martwego lodu, po którego stopnieniu powstała chaotyczna morfologia, typowa dla obszarów lodu martwego, oraz płyty moreny dennej w okolicy Wejsun i Onufryjewa, zbudowane z jednometrowej warstwy gliny z głazami, zalegającej niżej od otaczających od południa wschodu i zachodu obszarów piaszczysto-żwi-rzastych, wyznaczając w sposób bardzo sugestywny granicę zasięgu jezora. Wyrazistość tej granicy podkreśla jeszcze okalająca ry-nienka wód roztopowych.

W czasie recesji lodowiec ten pozosta-wił ciąg morenowy biegnący przez półwysep Dybowo, południowo-zachodnią część Śniardw, Czarcia Wyspę i Ostrów. Jest on zbudowany głównie z gliny z głazami. Na dnie jeziora ciąg ten wyznaczają skupiska głazów. Dokładnie określić przebieg tej moreny może tylko szczegółowe zdjęcie batymetryczne.

Wskutek dalszej deglacjacji, lodowiec Śniardw oddzielił się w postaci martwego lo-du. W powstałych w ten sposób szczelinach pomiędzy martwym lodem Śniardw, a czołem żywego lodowca, usytuowanego mniej więcej na

^x T.Hurtig /4/ przyjmuje, że południowa część lodowca sięgała aż do jez.Nidzkiego. Nagły skręt subglacjalnie powstałego jez. Nidzkiego w kierunku NW-SE na kierunek SW-NE wskazywałyby przybliżony przebieg krawę-dzi lodowca Śniardw.

wysokości Mikołajki - Chmielewo, nastąpiła akumulacja materiału fluwioglacjalnego. W związku z tym charakter form uzależniony został w dużym stopniu od szczelin i przestrzeni wolnych pomiędzy bryłami martwego lodu, o czym świadczą wały i plateau kemowe o kierunku południkowym.

Po zachodniej stronie Jeziora Mikołajskiego szeroka gliniasta morena stadium pomorskiego jest na południu wsparta o przeobrażoną piaszczysto-żwirzastą morenę wcześniejszego stadium, biegnącą na południe od leśniczówki Mikołajki, Prawdowa, jez. Krujanka i Żelwąg. Towarzyszy jej strefa sandru.

Morena gliniasta po wschodniej stronie Jeziora Mikołajskiego powstała z połączenia się moren utworzonych u czoła lodowca głównego /kierunek SW-NE/ i zachodniej krawędzi lodowca Śniardw /kierunek NW-SE/. Część ciągu morenowego o kierunku SW-NE /Stawki - Łuknajno/ budują wyraźne wały oddzielające misę jeziora Łuknajno od misy Śniardw. Jednak rozmiarami ustępują one znacznie morenom sąsiednim /np. Łuknajno - Dziubiele Małe/.

Ciągi morenowe leżące na południe od wyżej opisanych pochodzą ze stadium poznańskiego /frankfurckiego/. Należy tu ciąg piaszczysto-żwirzasty, odpowiadający tzw. II fazie J. Kondrackiego /9/. Na badanym obszarze biegnie on szerokim pasem pomiędzy jeziorem Łysonie a jez. Garty w kierunku południowo-wschodnim. Na północ od Iznot przecina Bełdany i po wschodniej stronie ciągnie się pomiędzy Wierzbą i Popielnem na północy a Wielkim Smolakiem na południu. Pokrywałyby się on mniej więcej z II, III, IV i V ciągiem A. Róg /19/. W zasadzie ciąg ten

istotnie składa się z 4 mniej więcej równoległych faz.

Inaczej wygląda część ciągu przylegająca do zachodniego brzegu rynny. Wody roztopowe opływały ją od wschodu rynną mikołajską, a od zachodu w kierunku obniżenia Gart. Tutaj maksymalne wysokości bezwzględne form przekraczają 145 m n.p.m., a względne dochodzą prawie do 30 m ponad współczesne zwierciadło wody. Również po wschodniej stronie rynny ciąg ten posiada wyraźny charakter morenowy.

Bardziej na południe od tej fazy stadium poznańskiego widać następny ciąg piaszczysto-żwirzasty, odpowiadający częściowo drugiemu ciągowi T.Hurtiga /5/, który podaje, że przebiega on równoleżnikowo na południe od jez. Garty, a prostopadle do Bełdan. Tymczasem ciąg ten po dojściu do Bełdan skręca na południe-wschód, a po dojściu do Zatoki Wydryńskiej przecina jezioro, po czym wykręca na północ-wschód. Tak więc kształt tego ciągu posiada cechy moreny lobowej. Lobowy charakter jego podkreślają prostopadle do niego wały ozowe, występujące na SW od Kamienia, oraz półkolisty układ rynienek odprowadzających wody roztopowe. Taką rynienką zachodnią płynie Kruytynia. Lob ten pochodzi przypuszczalnie z tego samego nasunięcia co i ciąg poprzednie, lecz na skutek recesji wcześniej oddzielił się w postaci lodu martwego na linii jeziora Garty, Jerzewko i Iznoty, pozostawiając wewnątrz po stopieniu obszar moreny dennej, zbudowanej z gliny piaszczystej z głązami, środkiem przeciętej przez rynnę mikołajską. Na wspomnianej morenie,

szczególnie po wschodniej stronie jez. Bełdany miejscami są widoczne formy ozowe, zakończone stożkami.

Południowej części tego ciągu morenowego towarzyszy współkształtnie starszy ciąg. Na zachodzie jest on widoczny od Wydryn do północnego krańca jez. Skok, a na wschodzie biegnie równolegle do północnego brzegu jeziora Mała Guzianka.

Na południe od tych ciągów przebiega jeszcze starsza morena recesyjna, przylegająca do głównej moreny stadium poznańskiego. Ciągnie się ona na południe od Bobrówka przez Wydryny do Guzianki, gdzie uległa spiętrzeniu napotkawszy przeszkodę, jaką stanowiła główna morena stadium poznańskiego. Im dalej ku wschodowi, tym lodowiec łatwiej rozprzestrzeniał się na południe, lecz również szybciej ustępował. Stąd powstał tutaj wachlarzowato rozwleczone obszary o morfologicznych i strukturalnych cechach sandru, gdy tymczasem wzdłuż brzegów Małej Guzianki wytworzyły się znaczne wały moreny spiętrzonej, przechodzące stopniowo w sandry piski. Względna wysokość tych moren podnoszą głębokie wcięcia rynien jezior Małej i lużej Guzianki.

Pomiędzy południowymi Bełdanami a Jeziorem Wydryńskim zalegają formy subglacjalne wykształcone przeważnie w postaci równoległych wałów ozowych o kierunkach południkowych. Szczególnie wyraźne wały ozowe towarzyszą zachodnim brzegom jeziora Bełdany poniżej Wydryn. Również po zachodniej stronie Jeziora Wydryńskiego występują kemy.

Wreszcie, najbardziej południowy ciąg morenowy, odpowiadający I fazie J. Kondrac-

kiego /9/ i I ciągowi T.Hurtiga /5/ biegnie szerokim pasem przez Uktę, Śwignajny, Ładne Pole, Osiniak, Piotrowo na Ruciane, gdzie jest przysypany utworami piaszczystymi późniejszych nasunięć. Dalej na wschód, po drugiej stronie Jeziora Nidzkiego, przykryty piaskami sandrowymi, ciągnie się on do Kowalika i Lisiczyn. Miejscami wychodzi na powierzchnię, np. w okolicy Lisiczyna. Zbudowany jest z brunatnej, tłustej gliny zwąkowej oraz dużych głazów narzutowych.

Główna morena stadium poznańskiego /I/ oraz główna morena stadium pomorskiego /III/ posiadają podobny charakter morfologiczny, oraz zbliżony skład litologiczny i strukturę.

Sandry zajmują znacznie mniejsze powierzchnie niż to dotąd przypisywano omawianym obszarom. Z powodu braku dogodnego odpływu, wynikającego z nieckowatego ukształtowania powierzchni podlodowcowej oraz przebiegających w pobliżu czoła równoległych ciągnów recesyjnych, piaski nie mogły formować się w rozległe pola sandrowe lecz wypełniały tylko obniżenia między i śródmorenowe. W ten sposób powstały /genetycznie złożone/ duże obszary leżące pomiędzy głównymi morenami stadium poznańskiego i pomorskiego.

Poprzednio wskazano na poligenetyczny charakter południowej części rynn mikołajskiej dzieląc ją na cztery odrębne fragmenty, różniące się kształtem, rzeźbą dna i brzegów, udowadniając w ten sposób przynajmniej w pewnym stopniu ich odrębność genetyczną.

Stosunkowo najmniej wątpliwości nasuwa Jezioro Mikołajskie, które wypełnia obniżenie marginalne^x powstałe wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia lodowca Śniardw. Dowodem może być przytoczony już na początku rozdziału wachlarzowaty kształt jeziora odpowiadający warunkom topnienia lodowca Śniardw. Nieco podobną genezę przypisuje J. Kondracki jezioru Tajty, koło Giżycka /10/.

Wody roztopowe, nie znajdując innego ujścia, płynęły wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi lodowca Śniardw, kształtując rynnę Jeziora Mikołajskiego. Odpływ w jakimkolwiek innym kierunku był mało prawdopodobny, gdyż na zachodzie przeszkodę stanowił wysoki brzeg Jeziora Mikołajskiego. Ewentualny odpływ rynną jeziora Bełdany był również nieprawdopodobny, przede wszystkim dlatego, że przynajmniej północna część Bełdan, prostopadła do Jeziora Mikołajskiego była wypełniona martwym lodem, na co wskazuje bardzo wyraźny charakter brzegów i dna.

Zupełnie inny typ rzeźby przedstawia środkowa część Bełdan, składająca się z 4

^x W. Nechay /16/ ten typ jeziora nazywa "szczelinowym". Píše on: "... typ szczelinowy posiada dno płaskie, a oś często przebiega równoległe do krawędzi lądolodu, rynna ta znajduje się zazwyczaj w pobliżu form zaznaczających krawędź boczną lądolodu. Morfologia dna jeziora typu szczelinowego i morfologia okolicy, w której występuje wskazuje na to, że powstały one w szczelinach lodowych, tworzących się na krawędzi lądolodu w miejscach gdzie lądolód napotkał zagłębienie terenu".

dużych kotków eworsyjnych. Wykonane profile dla tej części jeziora, oraz dla 4 ciągów morenowych, przecinających północną część jeziora wykazały zadziwiająco zgodność w rytmie ich występowania.

Każdemu ciągowi odpowiada kocioł eworsyjny, a im głębszy kocioł tym wyższa morena, czyli jak gdyby wzmożonej akumulacji towarzyszyła wzmożona eworsja. Trudność w powiązaniu tej zależności polega na tym, że środkowa część Bełdan nie przecina wymienionego obszaru morenowego, lecz leży nieco na południe w obszarze o morfologii martwego lodu. Wobec tego istnieje duże prawdopodobieństwo, że ta część rynny powstała wskutek eworsyjnej działalności wód roztopowych płynących szczelinami martwego lodu. Nie wyjaśnia to jednak zbieżności pomiędzy omówionymi ciągami morenowymi i kotłami eworsyjnymi.

Południowa część rynny jeziora Bełdany, oraz jezioro Mała i Duża Guzianka również były najprawdopodobniej wypełnione martwym lodem, na co wskazują cechy morfologiczne brzegów. Po wytopieniu się martwego lodu w północnej części rynny jeziora Bełdany powstał swobodny odpływ do Jeziora Mikołajskiego i Sniardw. Dzięki temu wody z Jeziora Nidzkiego poczęły spływać przez współczesną dolinę Nidki i Jezioro Wydryńskie do rynny Mikołajskiej. Przepływ ten, szczególnie w początkach, z powodu znacznej różnicy poziomów, musiał być bardzo intensywny. Jak podaje T. Hurtig /4/ przed przekopaniem połączenia Jezioro Nidzkie - Duża Guzianka różnica poziomów wynosiła ponad 2,5 m. W związku z tym występuje dosyć głębokie wcię-

cie i rozszerzenie koryta Nidki. Wynoszony materiał jest osadzany w jeziorze Bełdany na przedłużeniu Zatoki Wydryńskiej, powodując spłylenie i wyrównanie dna, co się uwidacznia na planie batymetrycznym. Po przekopaniu kanałów Jezioro Nidzkie - Duża Guzianka, oraz Mała Guzianka - Jezioro Bełdany i obniżeniu zwierciadła wody w Jeziorze Nidzkim o 1 m, Nidka płynie przez swoje osady w postaci wąskiego strumyka.

Można więc sądzić, że ostateczne uformowanie rynny Jeziora Mikołajskiego przypada na stadium pomorskie - recesję lodowca Sniardw. Natomiast rynna jeziora Bełdany istniała w okresie stadium poznańskiego. Wypełniona martwym lodem przetrwała prawdopodobnie do postglacjaku. A więc wiekowo jezioro Bełdany byłoby młodsze od Jeziora Mikołajskiego. Odpowiedź na tak sformułowaną tezę będą mogły jednak dać dopiero badania nad stratygrafią osadów dennych, zapoczątkowane w roku 1958 przez mgr K. Więckowskiego.

Hydrografia

Opisywany obszar nie stanowi odrębnej jednostki hydrograficznej; jest częścią zlewni Wielkich Jezior Mazurskich o powierzchni 3150 km². Ścisłej mówiąc, zajmuje głównie zlewnię Jeziora Mikołajskiego, której powierzchnia wynosi 1620 km², przeto więcej niż połowę zlewni Wielkich Jezior Mazurskich. W tym 11,3% całkowitej powierzchni zlewni zajmują jeziora. Powyższe dane obliczono na podstawie pracy L. S k i b n i e w s k i e g o i Z. M i k u l s k i e g o /23/ uwzględniając poprawkę powierzchni dorzecza Krutyni

Lp.	Zlewnia lub dorzecze	Powierzchnia w km ²		% udziału jezior w zlewni	Odpływ roczny	
		zlewni	jezior		mln m ³	%
1.	Dorzecze Krutyni	637,7 /12/	56,2 /12/	8,8	118	39,6
2.	Dorzecze Kanału Tałtańskiego	446,2	57,7	11,6	91	30,5
3.	Zlewnia Jez. Nidzkiego i Guzianek ^x	211,6	23,0	10,9	39	15,1
4.	Bezpośrednia zlewnia rynny Mikołajskiej	274,4	46,4	16,9	50	16,8
	Łączna zlewnia rynny Mikołajskiej	1619,9	183,3	11,3	298	100

^x A. Synowiec /25/ w oparciu o dane pochodzące z bezpośrednich pomiarów przepływów ocenia odpływ z Jez. Nidzkiego na 34 mln m³ wody /5,4 l/sek z km²/. Należy dodać, że chodzi tu o łączny odpływ z Jez. Nidzkiego i Guzianek. Różnica odpływu wynosząca 5 mln m³ wody w 40% /2 mln m³/ wynika z różnicy powierzchni zlewni, którą Synowiec ocenia na 201,6 km². Podana przez Synowca wielkość przepływu w zasadzie powinna być bliższa rzeczywistości, gdyby istniała pewność, że poza uwzględnionym i wielkościami przepływów opartymi częściowo na ograniczonej ilości pomiarów, odnoszących się tylko do 1956 r. nie występowało np. przesiąkanie przez groblę oddzielającą Małą Guziankę od Bełdan, szczególnie wzdłuż upustu w Wągornie /ciśnienie spowodowane 1,6 metrową różnicą poziomów wody przepuszczalnej przyspiesza przesiąkanie/, oraz gdyby ocena przecieków przez urządzenia śluzy i wody przepuszczanej przy eksploatacji śluzy nie była za niska. Na ogólną wysokość odpływu z rynny Mikołajskiej ewentualna różnica w odpływie z Jez. Nidzkiego nawet w skrajnym wypadku nie posiada szczególnego wpływu.

podaną w pracy J. Kondrackiego i Z. Mikulskiego /12/.

W tabeli 2 przedstawiono zlewnie i dorzecza niższego rzędu oraz udział powierzchniowy jezior.

Na badanym obszarze, po zachodniej stronie rynny mikołajskiej przebiega dział wodny dolnego biegu dorzecza Krutyni. Na wschodzie dział wodny pomiędzy południową rynną mikołajską, a jeziorem Śniardwy na południu - pomiędzy rynną mikołajską a jeziorem Mała i Duża Guzianka, oraz Jeziorem Nidzkim. Dokładne wyznaczenie działów wodnych na tym terenie jest bardzo trudne dlatego, że najczęściej zlewnia morfologiczna nie pokrywa się ze zlewnią hydrograficzną.

Występowanie wód gruntowych nie zostało dostatecznie zbadane; utrudniają to: mała ilość studni i wierceń rejestrujących poziom wody gruntowej. Szczególnie brak studni w najbliższym sąsiedztwie południowej części rynny mikołajskiej, ciągnącej się przez obszary lesiste, pozbawione osiedli ludzkich. Poza tym niektóre osiedla mają wyłącznie pompy /abisyńki/ np. Stawki, Dybówko I i II, oraz Dybowo. Mikołajki posiadają wodociąg miejski. Z pomierzonych ponad 60 studni /na mapie hydrograficznej oraz w zbiorowym raptularzu podano 38 jako najbardziej typowe/, okazało się, że tylko dwie mają niewiele ponad 10 m głębokości, a mianowicie w leśniczówce Mikołajki 11,5 m do zwierciadła wody, przy czym warstwa wody wynosi 2 m. Wysokość n.p.m. terenu 131,5 m, a zwierciadła wody 120 m. Druga studnia o głębokości 10,5 m leży w Wejsunach na wysokości

127 m n.p.m. Najpłytsza studnia znajduje się w Kol. Mikołajki, w zagłębieniu bezodpływowym. Głębokość do zwierciadła wody wynosi 0,40 m, natomiast warstwa wody osiąga 4 m, podobnie jak i w sąsiedniej studni, leżącej o 4 m wyżej.

Wyniki pomiarów tych studni wskazują na występowanie jednego górnego poziomu wód gruntowych, zalegającego współkształtnie do terenu otaczającego rynnę mikołajską i wiążącego się z poziomem wody w rynnę.

Na ślad drugiego, głębszego poziomu wód gruntowych, leżącego 5 m poniżej lustra wody w rynnę, prowadzi tylko jedno z wierceń wykonanych w Mikołajkach /212/. Pierwszy poziom wód gruntowych najwyżej stosunkowo zalega na morfologicznych działach wodnych w Śwignajnie 128 m n.p.m. w Prawdowie i Wiosce 127 m n.p.m. Najniżej w bezpośrednim sąsiedztwie rynnę, lub połączonych z nią jezior np. Wydrinach, Wejsunach, Kończewie, Onufryjewie od 116,5 do 117 m n.p.m. W nowej Ukcie, leżącej nad Krutynią, poziom wody gruntowej leży na wysokości 121,5 m n.p.m. i jest bezpośrednio związany z poziomem wody w Krutyni. W odległej o ponad 2 km od Krutyni Starej Ukcie poziom wody gruntowej leży już na wysokości 124,5 m n.p.m. Tylko o 0,5 m jest niższy poziom w Łysychach i wynosi 123,5 m n.p.m. Maksymalna różnica pomiędzy najwyższym i najniższym /równającym się zwierciadłu wody w rynnę/ zaleganiem poziomu wód gruntowych wynosi 12 m. Grubość warstwy wody waha się w granicach od 0,20 m w Wejsunach do 4,5 m w Śwignajnie i jest w dużym stopniu uzależniona od usytuowania studni. Na ogół najwięcej wody znajdujemy w studniach płytkich w pobliżu jezior lub w zagłębieniach bezodpływowych.

wych. Wiele zależy od warstwy wodonośnej i stopnia zanieczyszczenia studni.

Dla zobrazowania w dużym przybliżeniu wahań zwierciadła wód gruntowych zamieszczono niżej tabelę średnich stanów miesięcznych dla stacji wód gruntowych w Mikołajkach za okres 1951-55 i dla Ukty 1949-55 /12/.

T a b e l a 3

Stacja	XI	XII	I	II	III
Mikołajki	257	253	237	207	188
Ukta	372	285	372	368	382

IV	V	VI	VII	VIII
214	221	232	246	255
362	365	398	411	413

IX	X	Min.	Sr.	Max.
262	264	274	242	199
411	422	478	402	314

W kwietniu, jak wynika z tabeli, poziom wód gruntowych jest najwyższy. Roczne wahania średnich stanów miesięcznych dla Mikołajek wynoszą równo 50 cm, dla Ukty 60 cm. Największa wielka woda, zanotowana na Stacji w Mikołajkach wyniosła 155 cm /Ukta 236 cm/, natomiast najniższa niska woda 313 cm /Ukta 553 cm/, a więc amplituda wahań wyniosła 142 cm /Ukta 317 cm/.

Mało dokładnym lecz łatwo dostrzegalnym miernikiem wahań zwierciadła wód gruntowych

są bagniste wgłębienia bezodpływowe /najczęściej śródmorenowe/ lub małe oczka jeziorne, które przeważnie stanowią wychodne poziomu wód gruntowych na powierzchnię.

Obok wód gruntowych rynna mikołajska jest zasilana w wodę przez dopływy powierzchniowe, z których najważniejszy stanowi Krutynia odwadniająca 39% zlewni Jeziora Mikołajskiego.

Na badanym obszarze płynie ona równoległe do południowej części rynny mikołajskiej w odległości około 3 km, aż do momentu ujścia do jeziora Garty /160,5 ha/. Tutaj przyjmuje z północy dwa niewielkie dopływy: Łysonię odwadniającą dwa jeziora o tej samej nazwie /13 ha/, oraz Krujanekę, odwadniającą jezioro Krujanek /3,4 ha/, Pietrzysko /1,1 ha/, oraz Łopian /1,2 ha/. Stąd Krutynia, zwana tutaj Czarną Rzeką płynie na SE przez płytkie jezioro Jerzewko /31,0 ha/, uchodząc do Bełdan w miejscowości Iznoty. Drugi, znaczniejszy dopływ stanowi częściowo skanalizowana rzeczka Nidka, zwana również Potokiem Wydryńskim, wypływająca z Jeziora Nidzkiego. Płynie ona z południa na północ poprzez Jezioro Wydryńskie /45,8 ha/, wpadając do Bełdan w miejscowości Wydryny. Łącznie ze śluzą w Guziance odwadniają one 13% zlewni Jeziora Mikołajskiego.

Istnieją jeszcze dwa większe rowy uchodzące do południowej części rynny mikołajskiej. Mianowicie od północy do Zatoki Wydryńskiej wpada rów odwadniający Jezioro Dłużyckie /12,5 ha/ i Jezioro Jankowskie /1,8 ha/, oraz na wysokości Kończewa wpływają wody rowem z jeziora Smolak Wielki /9,9 ha/ i Smolak Mały /3,8 ha/.

Poza wyżej opisanymi ciekami i jeziorkami, na badanym obszarze znajduje się dziesięć mniejszych lub większych jeziorek. Są to: jez. Płociczno /20,9 ha/, leżące w torfiastej misie pra-Gart, z którymi łączą się rowem, Flosek /3,0 ha/ z niewyraźnym odpływem powierzchniowym w stronę Bełdan, Sączek /3,8 ha/, Gryżewskie /4,4 ha/ i Borkowskie /2,5 ha/ wypełniające zagłębienia bezodpływowe w pobliżu zachodniego brzegu jez. Bełdany na wysokości miejscowości Kamień i Gąsior, śródleśne, bezodpływowe jeziorko Wierszołek /6,9 ha/, leżące na południe od Onufryjewa, reliktywne Jezioro Krackie /0,6 ha/, znajdujące się w suchej rynnie łączącej jez. Mała Guzianka i Wejsuny, jezioro Gaik /0,7 ha/, połączone strumykiem o tej samej nazwie z jez. Duża Guzianka. I wreszcie małe jeziorko o pow. 0,4 ha, leżące na tyłach domu turystycznego ITTK w Rucianem. Aby rejestr jezior na badanym obszarze był pełny, należy wymienić część zachodnich Śniardw, oraz łączące się z nimi jeziora Kończewo i Wejsuny.

Nierównomierny spływ powierzchniowy i podziemny powoduje wahania stanów wód w rynnie mikołajskiej. Na wodowskaziu w Mikołajkach umieszczonym po wschodniej stronie jeziora, tuż przy starym moście, największe różnice pomiędzy ekstremalnymi stanami w okresie rocznym zanotowano w 1917 r. - 62 cm, a najmniejsze w 1851 r. - 19 cm. Ekstremalne stany wody w okresie miesięcznym przeciętnie wahają się w granicach od 0 - 10 cm. W czasie wezbrań wiosennych w lutym 1850 r. i marcu 1855 r. stany wody wzrosły o 23 cm.

Obserwowane prawie od 1940 r. stałe podnoszenie się stanu wody na wodowskazie w Starej Ukcie spowodowane spłyceciem /zamuleniem/ koryta dolnego biegu Krutyni, w latach powojennych osiągnęło poziom z okresu przed oczyszczeniem rzeki. Znalazło to oddźwięk w czasie wywiadu przeprowadzonego w 1958 r. z ludnością mazurską w Starej Ukcie, gdzie skarżono się powszechnie, iż zaniechanie systematycznego bagrowania koryta rzeczno spowodowało w zastraszającym stopniu zubożenie jakości i ilości paszy /siana/ wpływając ujemnie na rozwój gospodarki hodowlanej.

Dla obliczenia orientacyjnego bilansu wodnego zlewni rynny mikołajskiej oparto się na wskaźnikach z pracy J. K o n d r a c k i e g o i Z. M i k u l s k i e g o /12/ wynikających z obliczenia bilansu dorzecza Krutyni, która jak wiadomo stanowi główny dopływ rynny mikołajskiej.

Jeśli przyjąć jako średni roczny opad 525 mm to okaże się, że na zlewnię rynny mikołajskiej o pow. 1620 km² spada rocznie 850,5 mln m³ wody. Z tego 35% /co stanowi 297,7 mln m³ wody/ spływa powierzchniowo, z tego w zimie 20% /170,1 mln m³/ i w lecie 15% /127,6 mln m³/. Pozostałe 552,8 mln m³ /65%/ opadu zużyta jest głównie na parowanie, 50% wód opadowych /425,2 mln m³/ wody wyparowuje w półroczu letnim, a tylko 15% /127,6 mln m³/ w półroczu zimowym. Jak z tego widać, w okresie letnim występuje silne parowanie i zmniejszony odpływ, natomiast w zimie odwrotnie, niewielkie parowanie, a duży odpływ w znacznej mierze spotęgowany topnieniem śniegu.

Doskonałą ilustrację przebiegu rocznych charakterystycznych stanów zwierciadła wody

w rynnach mikołajskiej, uzyskanych z pomiaru wodowskazu w Mikołajkach, daje wykres w pracy L. Skibińskiego i Z. Mikulskiego /25/. Wynika z niego, że w ciągu roku hydrologicznego poziom wody w rynnach mikołajskiej od listopada do stycznia wzrasta bardzo wolno, a bardzo szybko od stycznia do maja, przy średnich stanach maksymalnych i kwietnia przy średnich stanach minimalnych. Opadanie wód trwa równomiernie, aż do listopada.

Na globalny odpływ roczny z rynn mikołajskiej, a ściślej mówiąc z Jeziora Mikołajskiego, wynoszący 298 mln m³ wody składają się w 39,6% dopływ Krutynią, w 30,5% dopływ Kanalem Tałtańskim, w 13,1% dopływ Nidką z jeziora Nidzkiego i służą z upustem z Małej Guzianki, oraz w 16,8% wody dostarcza bezpośrednia zlewnia rynn mikołajskiej /tabela 2/.

Natomiast udział wód zlewni rynn mikołajskiej w zlewni Śniardw wynosi 68,6%, co wyraża się odpływem wynoszącym 9,4 m³/sek /5,8 l/sek z km²/. Średni roczny odpływ ze Śniardw Kanalem Jaglińskim i rzeczką Wyższką określony poprzez pomiary hydrometryczne na jazie w Karwiku, oraz za pomocą przelewu na jazie w Wyższce, wynosi łącznie 13,7 m³/sek. W podobnym stosunku procentowym pozostaje powierzchnia zlewni rynn mikołajskiej do powierzchni zlewni Śniardw. Nasuwa się stąd wniosek, że zarówno wskaźniki bilansu wodnego, jak i morfologiczne granice zlewni zostały właściwie przyjęte, a pośrednie obliczenie odpływu znalazło potwierdzenie w bezpośrednich pomiarach odpływu w Kanale Jaglińskim i rzece Wyższce.

Wreszcie szybkość pośrednio wyliczonego średniego przepływu rocznego pomiędzy dwoma cypłami w przesmyku łączącym Jezioro Mikołajskie ze Śniardwami wynosi 0,012 m/sek, czyli 43,2 m/godz. Jest to wyliczenie teoretyczne, charakteryzujące raczej rząd szybkości przepływu, niż stan rzeczywisty. Na istnienie przepływu w tym miejscu zdaje się wskazywać cieńsza pokrywa lodowca, oraz szybsze ustępowanie lodu, znaczące przepływ wody z Jeziora Mikołajskiego do Śniardw. Gdy w kwietniu 1958 roku mgr H. K o r o l c ó w n a przeprowadziła obserwacje zmierzające do sprawdzenia teoretycznie wyliczonej szybkości przepływu, okazało się, że jest on nawet blisko trzykrotnie większy. Ta różnica staje się zrozumiała, ponieważ pomiar szybkości przepływu był robiony wczesną wiosną, w okresie maksymalnego odpływu, a wyliczenie odnosi się do średniej rocznej szybkości przepływu.

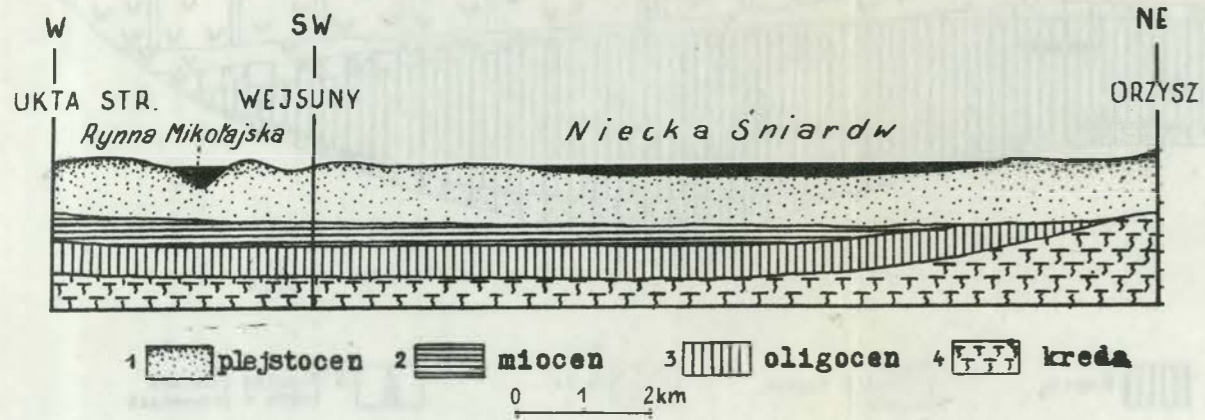
W zakończeniu należy podkreślić, że wyżej obliczone w pośredni sposób wartości uproszczonego bilansu wodnego stanowią próbę przedstawienia przybliżonego udziału wód rynny mikołajskiej w zlewni Śniardw.

W n i o s k i

Ważniejsze wnioski końcowe wynikające z treści pracy i podanego materiału dadzą się ująć w następujących punktach:

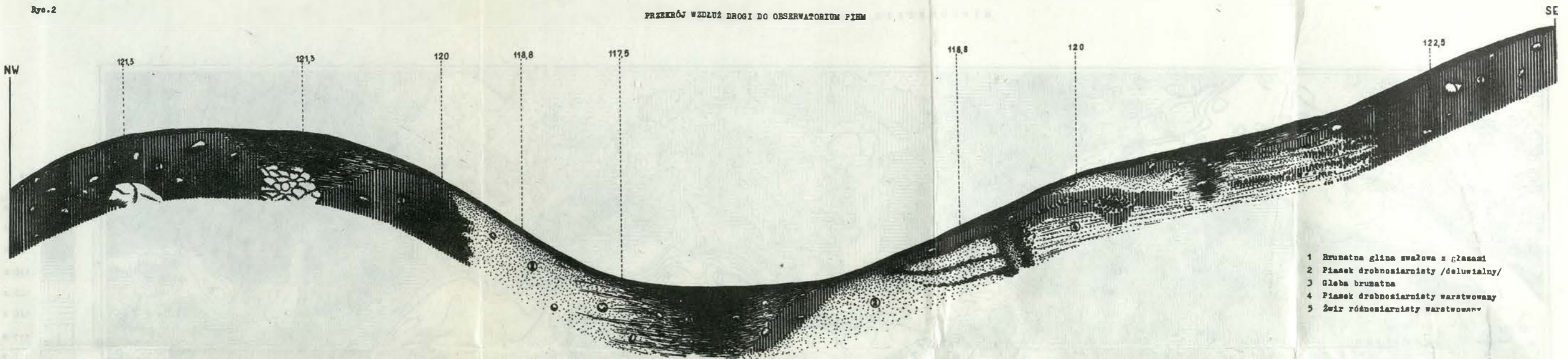
1. Częściowo odmienna od dotychczasowej interpretacja morfologicznych form przewodnich a mianowicie:

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ NIECKĘ ŚNIARDW



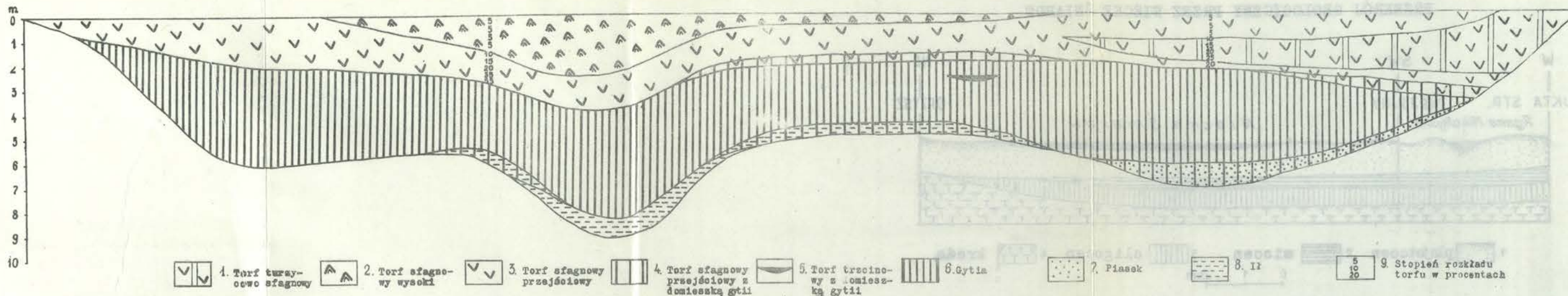
Rys. 2

PRZEKRÓJ WZDŁUŻ DROGI DO OBSERWATORIUM PIHM



Ryc. 3

PRZEKRÓJ STRATYGRAFICZNY PRZEZ ZŁOŻE TORFU ŁYSONIE

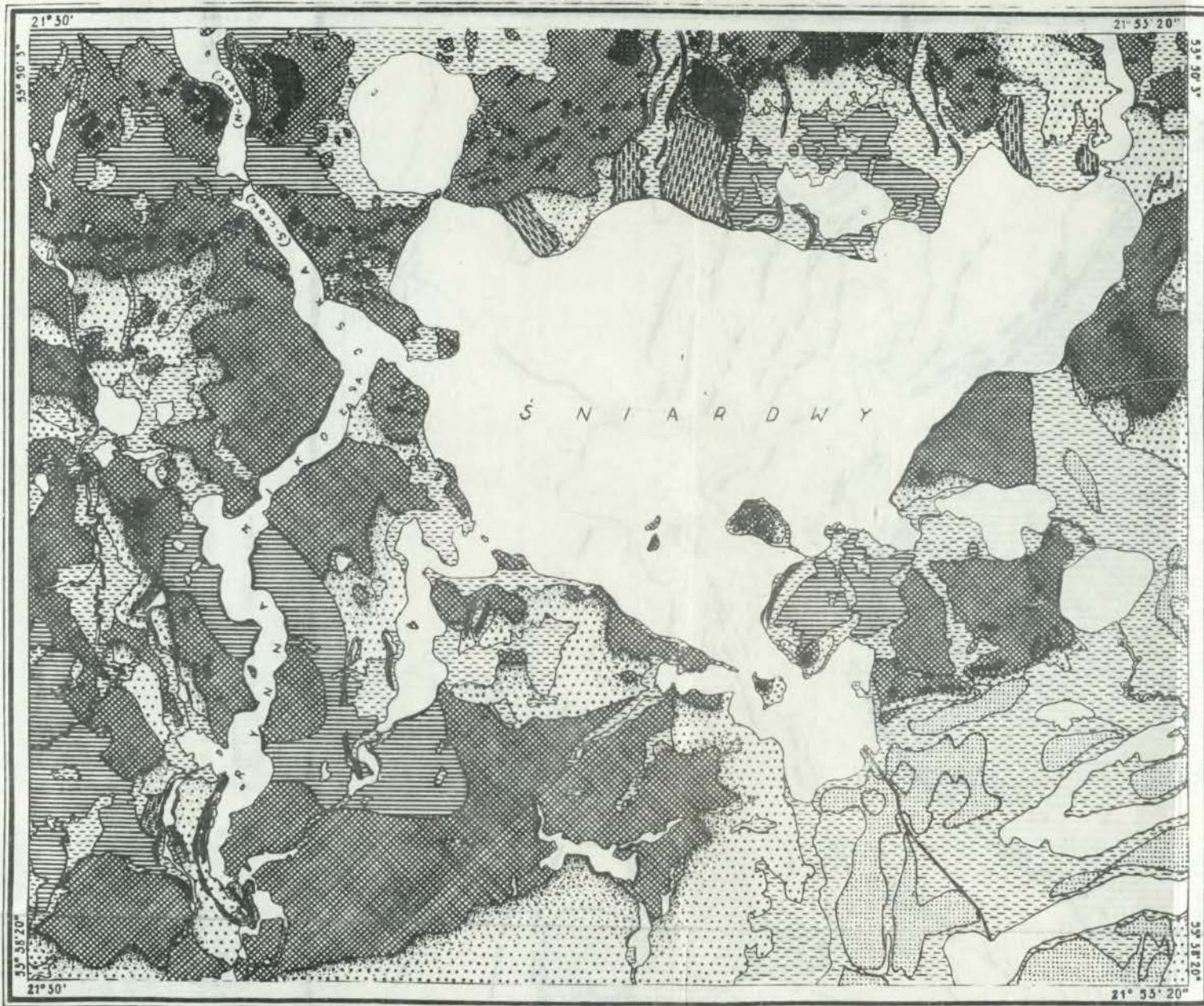


HIPSOOMETRIA RYNNY I BRZEGÓW

Ryc. 4

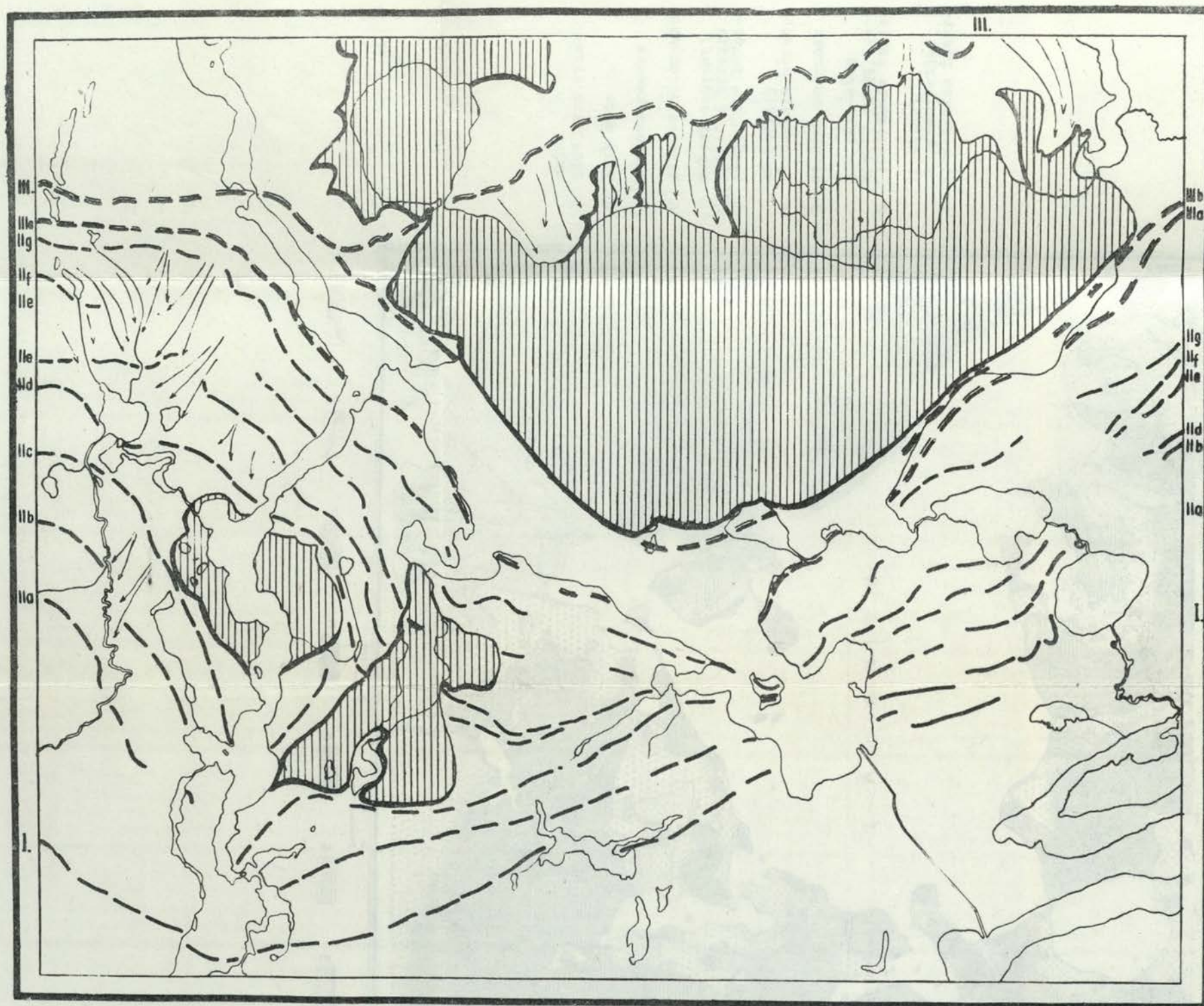


MAPA GEOMORFOLOGICZNA OKOLIC JEZIORA ŚNIARDWY






- 1 Biogeniczne równiny akumulacyjne /torfowe/
- 2 Piaszczyste wzniesienia wśród równin torfowych
- 3 Równiny sandrowe
- 4 Wysoczyzna morenowa falista
- 5 Wysoczyzna pagórkowata w strefie moreny czołowej
- 6 Wzgórza morenowe
- 7 Plateau kenowe
- 8 Wały osów
- 9 Krawędzie abrazyjne



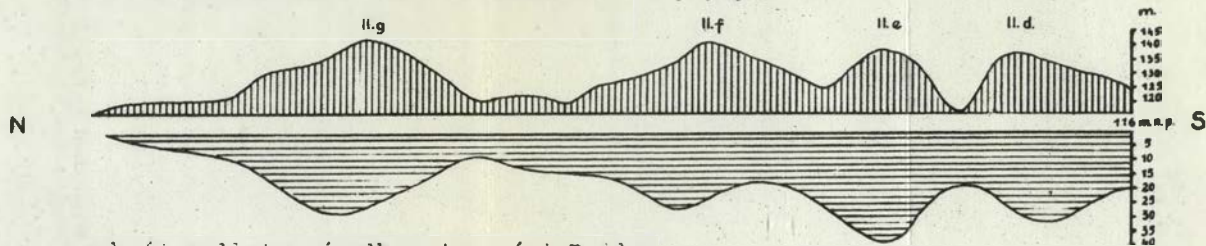


0 1 2 3 4 5 km

- 1 - - - III. Linie postoju czoła lodowca stadium pomorskiego
- 2 - - - I. Linie postoju czoła lodowca stadium poznańskiego /główne fazy oznaczone wyłącznie cyframi rzymskimi.
3.  Strefy martwego lodu
- 4  Niektóre kierunki odpływu wód roztopowych
- 5  Współczesna sieć hydrograficzna

Ryc. 7

Przekrój poprzeczny ciągów morenowych III, e, f, g.

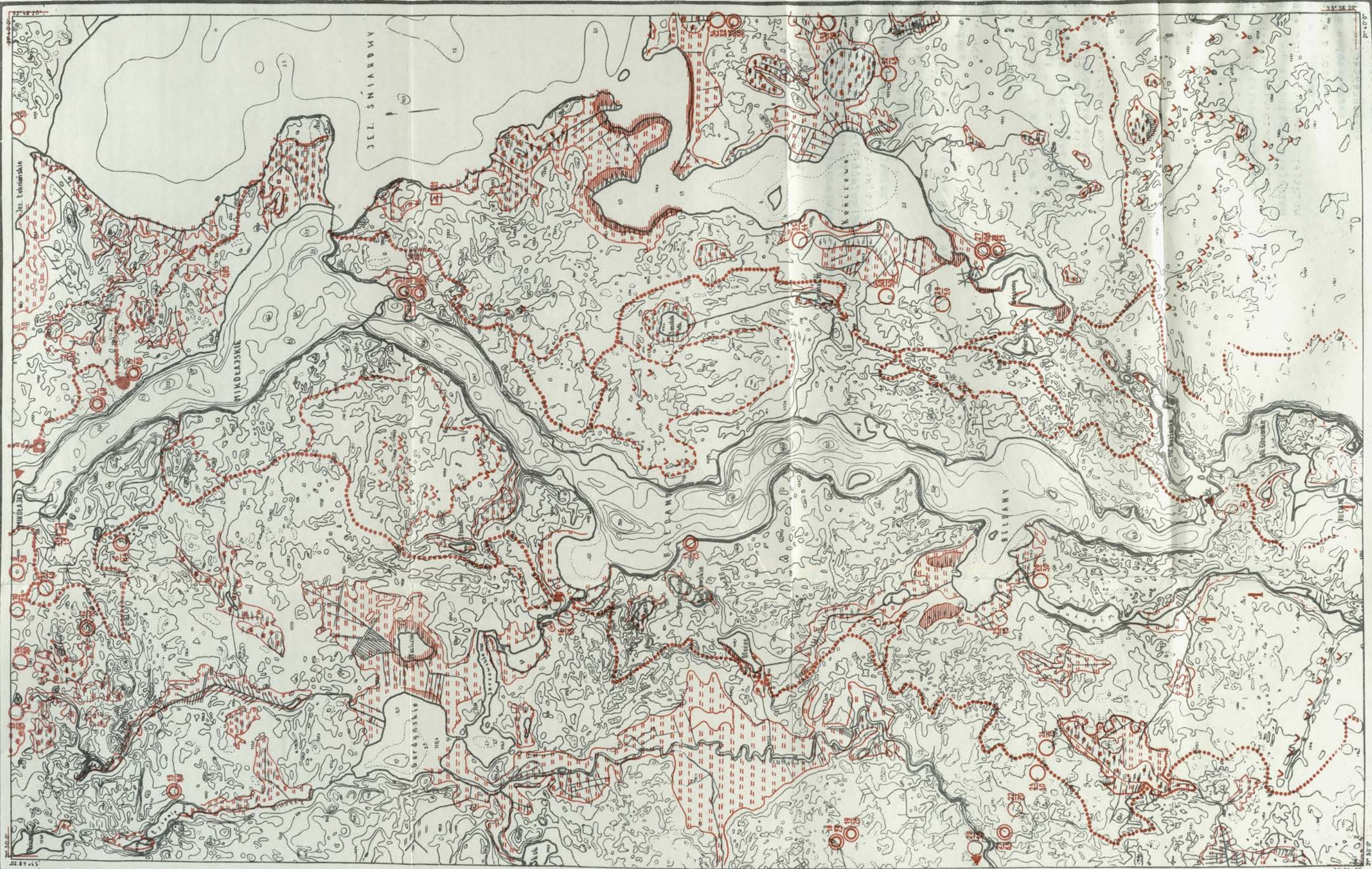


Przekrój podłużny środkowej części Peidan.

Skala pionowa 1:2 000.






" pozioma 1:25 000.

<http://rcin.org.pl>



Mapa hydrograficzna

Podziałka 1: 50 000.

-  Granice orograficzne bezpośredniej zlewni rynny mikołajskiej.
-  Granice obszarów bezodpływowych położonych na działach wód.
-  Granice obszarów bifurkujących.
-  Zagłębienia sufozyjne.
-  Bramy w działach wód.

O b s z a r y p o d m o k ł e.

Trzęsawiska

Bagna






Mokradła stałe.

W o d y p o d z i e m n e.

numer studni

$\frac{x}{\sqrt{v}}$ głębokość do zwierciadła wody





Głębokość do zwierciadła wody

-  0 - 1 m.
-  1 - 2 m.
-  2 - 5 m.
-  5 - 10 m.
-  10 - 20 m.

W i e r c e n i a.

numer

$\frac{x}{\sqrt{v}}$ głębokość do zwierciadła wody.

-  Stacja pomp wodociągów miejskich
-  Osiedla z pompami
-  Stacje wodowskazowe
-  Stacje klimatologiczne

- a/ wyróżniono na badanym obszarze 11 ciągów morenowych,
 - b/ stwierdzono, że stadium pomorskie objęło całą misę Śniardw,
 - c/ stwierdzono, iż sandry zajmują znacznie mniejsze powierzchnie niż dotąd przyjmowano.
2. Powstanie Śniardw wyjaśniono wytopieniem martwego lodu, którego nagromadzenie zostało uwarunkowane predyspozycją terenu.
 3. Zwrócono uwagę na poligenetyczny charakter południowej części rynny mikołajskiej a w szczególności na to, że:
 - a/ Jezioro Mikołajskie powstało w czasie recesji lodowca Śniardw.
 - b/ Jezioro Bełdany powstało w postglacjalnym wytopieniu się martwego lodu w rynnie ufermowanej w czasie stadium poznańskiego.
 4. Stwierdzono dwa poziomy wód gruntowych, z czego górny wiąże się ze zwierciadłem wody w rynnie mikołajskiej i w dużym stopniu jest współkształtny do otaczającego terenu.
 5. Wykazano dominujący udział wód rynny mikołajskiej /69%/ w bilansie zlewni Śniardw.
 6. Zwrócono uwagę na zanieczyszczenie Nidki ściekami chemicznymi oraz na alarmujący stan zamulenia dolnego biegu koryta Krućtyni.

LITERATURA

1. Chomskis V. i F. Skeliovaite: Kai kurie Lietuvos T.S.R. rini iv rinini ezorų morfografiniai bruožai. Lietuvos T.S. Moksl. Akademijos Darbai. Seria B, nr 2, 1956.
2. Galon R. - Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Warszawa 1937. Odb. z.I. t. Słownika Geograficznego Państwa Polskiego.
3. Galon R. - Zagadnienia ostatniego zlodowacenia w Polsce. "Kosmos" B. Warszawa 1957.
4. Górski J. - Sprawozdanie z prac sejsmicznych wykonanych na obszarze Pisz - Ełk - Suwałki /maszynopis. Instytut Geologiczny - Zakład Dok. Geolog./.
5. Hurtig T. - Das Spirdingsee - Gebiet und das Schippenbeiler Becken - Schrift. d. Phys. Ökonom. Gesellsch. zu Königsberg Pr. 68, z.3/4, Königsberg 1935.
6. Jahn A. - Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i pleistocenijskiej strefy peryglacialnej. Acta Geologica Polonica, II. Warszawa 1951.
7. Jewtuchowicz S. - Struktura sandru. Prace Łódzkiego Towarzystwa Naukowego. Wydz. III nr 40, Łódź 1955.
8. Kaczyńska J. - Próba opracowania środowiska geograficznego wschodniego pobraża jeziora Śniardwy /maszynopis pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Geografii Fiz. IG UW. 1955.

9. Kondracki J. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Państwowy Instytut Geolog. Biuletyn 65. Z badań czwartorzędu, I. Warszawa 1952.
10. Kondracki J. - Morfologia jeziora Tajty. Rocznik Nauk Rolniczych t.67-D. 1952.
11. Kondracki J. - Jeziora Mazurskie - Arkusz Śniardwy 1:50 000. Biuro Kartograficzne GUPK. Warszawa 1948.
12. Kondracki J. i Z. Mikulski - Hydrografia dorzecza Krutyni. Prace Geograficzne. Warszawa 1958.
13. Kondracki J. - Neue Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Masurischen Seenplatte. Wissensch. Zeitschr. d. Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald. Math.-naturwissensch. Reihe 1958.
14. Łaszek Cz. - "Dokumentacja Geologiczna Złoże Torfu - Lisuny cz. I i II. Instytut Geologiczny - Archiwum Dokumentacji Źródłowej. Warszawa 1955.
15. Majdanowski S. - Jeziora Polski. Przegląd Geograficzny t. XXVI 1954.
16. Nechay W. - Uwagi o genezie jezior rynnowych i jeziorek dyluwialnych /"oczek"/. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów 1927.
17. Nechay W. - Studia nad genezą jezior dobrzyńskich. Warszawa 1932.
18. Roszkówna L. - Moreny czołowe wschodniego Pojezierza Mazurskiego. Studia Societatis Scientiarum Torunensis. Toruń 1954.

19. Róg A. - Próba opracowania środowiska geograficznego Południowego Pobrzeża Śniardw. /Maszynopis pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Geogr. Fiz. IG UW/. Warszawa 1955.
20. Rühle E. - Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945-1953 /Z badań czwartorzędu t.6, 1953/.
21. Rühle E. - Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego. Inst.Geolog. Z badań Czwartorzędu. t.V, Warszawa 1955.
22. Richling B. - Katalog jezior mazurskich. Katalog Jezior Polskich IG PAN. Dokumentacja Geograficzna. Warszawa 1954.
23. Skibniewski i Z.Mikulski - Hydrologia Wielkich Jezior Mazurskich. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej. t.IV, s.4, Warszawa 1954.
24. Stańczak J. - Analiza środowiska geograficznego północnego pobrzeża jeziora Śniardwy /maszynopis pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Geogr.Fiz. IG UW/. Warszawa 1955.
25. Synowiec A. - O odpływie z Jeziora Nidzkiego - przyczynek do hydrologii Wielkich Jezior Mazurskich. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, t.VI, z.2, Warszawa 1958.
26. Tornquist A. - Geologie von Ostpreussen. Berlin 1910.
27. Uhle W. - Die Tiefenverhältnisse der masurischen Seen. Jhrb. Pr. Geolog. Landesanstalt. 1889.

28. Woldstedt P. - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
29. Woldstedt P. - Die Entstehung der Seen auf den ehemals Vergletscherten Gebieten. Eiszeitalter und Gegenwart 1950/51.
30. Zwierz St. - Materiały Archiwum Wierceń, t.III, PIG. Warszawa 1951.
31. Zwierz St. - Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000 - ark. Olsztyn. Wyd. A. Państw. Inst. Geolog. Warszawa.

Adam SYNOWIEC

MORFOLOGIA JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

Dotychczasowe wiadomości o stosunkach głębokościowych Jeziora Mikołajskiego posiadamy z pomiarów batymetrycznych wykonanych przed 60 laty /10/. Stopień ich dokładności i szczegółowości, wynikający z zastosowanych metod pomiarowych, jak również sama odległość w czasie, nie pozwalają na uznanie ich za dostateczną podstawę dla współczesnych badań limnologicznych. Wykonanie zatem nowych pomiarów głębokości jeziora, któreby spełniały wymagania stawiane dzisiaj tego rodzaju pracom, było wstępnym zadaniem dla geograficznej Stacji Badawczej w Mikołajkach.

Pomiar batymetryczny

Pomiar batymetryczny Jeziora Mikołajskiego wykonany został w lutym 1952 r. pod kierunkiem prof.dr Jerze Kondrackiego przy współudziale asystentów i słuchaczy Instytutu Geograficznego U.W. oraz dwóch osób personelu pomocniczego Stacji Hydrobiologicznej Instytutu Biologii Doświadczalnej im. M. Nenckiego PAN w Mikołajkach, która też użyczyła swoich pomieszczeń dla ulokowania grupy pomiarowej. Poparcia finansowego pracom udzieliło Polskie Towarzystwo Geograficzne. Prace pomiarowe trwały 3 tygodnie. Wzięły w nich udział: M.D.Domosławska, Z.Kamińska, Z.Michalska, A.Synowiec, mgr M.Więckowski i J. Zieliński.

Lokalizację punktów pomiarowych na jeziorze uzyskano przez regularne rozmieszczenie ich w siatkę trójkątów równobocznych o boku 60 m długim, zamiast zwykle stosowanych kwadratów. W trójkącie równobocznym interpolacja przebiegu izobat wydaje się być bardziej prawidłowa, a w każdym razie łatwiejsza do przeprowadzenia, gdyż odległości pomiędzy punktami pomiarowymi są we wszystkich kierunkach jednakowe.

Prace pomiarowe rozpoczęto od wytyczenia linii bazowej wzdłuż osi jeziora; w dalszym ciągu będzie nazywana "bazą". Biegła ona od punktu w północnej części jeziora przy domu wczasowym "Żeglarz" do punktu na przeciwległym brzegu blisko Wierzbowego Rogu. Początek i koniec bazy zastabilizowano. Tyczenie przeprowadzono busolowym przyrządem uniwersalnym. Na wytyczonej linii bazowej odmierzone odcinki długości 52 m równające się wysokości trójkąta równobocznego o boku 60 m i oznaczone ponumerowanymi palikami. Pomiaru odległości dokonywano 20m taśmami stalowymi. Odcinki te były podstawą dla zbudowania trójkątów równobocznych siatki pomiarowej. Obliczoną wysokość trójkąta podstawowego zaokrąglono do pełnej ilości metrów. Różnica stąd powstała 0,04 m. Powodowało to błąd w długości boku trójkąta skonstruowanego na tak zaokrąglonej wysokości 0,002 m. Ponieważ mieścił się on w granicy błędu dopuszczalnego wynikającego z ogólnej dokładności pomiaru, można było go zaniedbać.

Z punktów podziału bazy na odcinki 52 m wystawiono na obydwie strony linii prostopadłe, zwane krótko "ciągami". Kąt prosty

wyznaczano przy użyciu węgielnic pryzmatycznych. Wzdłuż nieparzystych ciągów odmierzano w obydwie strony, aż do brzegów, odcinki długości 60 m, odpowiadające długościom boków trójkąta podstawowego. Wzdłuż ciągów parzystych odmierzano w obydwie strony od bazy najpierw odcinek 30 m - połowę długości boku trójkąta podstawowego - a w dalszym ciągu odcinki 60 m. Otrzymano tym sposobem na jeziorze regularne rozmieszczenie punktów pomiarowych w siatce trójkątów równobocznych. Opisany sposób postępowania przedstawiony jest na ryc.1. Sposób ten zastosowany był po raz pierwszy w roku 1929 na jeziorze Świtaż na Polesiu przez M.Prószyńskiego i E.Röhlega /J.K./.

Wzdłuż ciągów, od ostatnich punktów sondowań, robiono domiary do obydwu brzegów, celem uzyskania zarysu linii brzegowej. Jednakże nie wszędzie było to możliwe z powodu złej dostępności brzegów od strony jeziora /słaba pokrywa lodowa w pasie trzcin/. Dlatego ostatecznie przy opracowaniu planu batymetrycznego posłużono się zarysem linii brzegowej otrzymanym przez powiększenie mapy 1:25 000 przy pomocy rzutnika.

Pomiarów głębokości dokonywano linkami stalowymi nawiniętymi na kołowroty typu *Altmanna* i *Friedengera* z licznikami, zagęszczając punkty sondowań wzdłuż ciągów przy brzegach. Linki obciążone były sondami pucharowymi, umożliwiającymi pobieranie próbek osadów dennych. Dokładność pomiaru głębokości wynosiła 0,2 m. Wykonano łącznie około 3800 sondowań. Daje to średnią ilość 9 sondowań na 1 ha.

Na podstawie pomiarów głębokości wykreślono plan batymetryczny Jeziora Mikołajskiego w podziałce 1:5 000, przeprowadzając izobaty co 1 m głębokości. Plan wykreśliła A. Kamińska. Głębokości planu batymetrycznego odnoszą się do średniego wodostanu + 66 cm na wodowskazie PIHM w Mikołajkach, co odpowiada 115,90 m wysokości nad NN.

Morfografia i morfometria

Jezioro Mikołajskie jest częścią dużego zbiornika wodnego, rozciągającego się od miejscowości Ryn na północy do śluzy w Guziance na południu. Kilka krzyżujących się zmian kierunku jego przebiegu, którym towarzyszą zazwyczaj przewężenia, wydziela cztery jego części, noszące różne nazwy nadane im przez ludność miejscową.

Część najbardziej na północ wysunięta o kierunku przebiegu NE-SW nosi nazwę Jeziora Ryńskiego. Zmienia ono kierunek na NW-SW pomiędzy Notystami a Mrówkami i przybiera nazwę jeziora Tałty. Te dwa kierunki - NE-SW i NW-SE - powtarzają się w dalszym ciągu na przemianęgo trzykrotnej ich zmianie jezioro osiąga największe swoje przewężenie w Mikołajkach. Na południe od niego rozciąga się część o kierunku NW-SE, nosząca nazwę Jeziora Mikołajskiego. Koło miejscowości Wierzba, przybiera ono kolejno krzyżujący się z poprzednim kierunek NNE-SSW i od tego miejsca, aż do końca zbiornika pod Guzianką, nosi nazwę jeziora Bełdany.

Cały ten zbiornik jak i Jezioro Mikołajskie wykazuje cechy jeziora rynnowego^x.

Posiada ono kształt wydłużony. Linia brzegowa słabo urzeźbiona. Nadbrzeża są przeważnie wysokie i strome, osiągając wysokości względne do 30 m nad poziom zwierciadła wody. Płycizna przybrzeżna jest wąska i raptownie przechodzi w stromo opadający stok do toni jeziornej. Ukształtowanie dna wykazuje charakterystyczne ciągi przegłębień i progów.

Jednakże cechy te nie występują w równomiernym nasileniu na całym obszarze jeziora i to może być kryterium morfograficznego wyróżnienia dwóch jego części: północnej - którą nazwano "Płoso Mikołajskie" i południowej - "Płoso Dybowskie". Umowną linię rozgraniczającą te dwie części poprowadzono od Dziedzinowego Rogu do Zatoczki Kulinowskiej. Jej akcentem kierunkowym jest mielizna, utworzona przez kamieniste wzniesienie tkwiące w dnie jeziora nieopodal Dziedzinowego Rogu. Akcent ten powtarza się pod przeciwległym brzegiem, jako kopiec podwodny, pozostający co prawda na głębokości 14,5 m, ale w stosunku do przyległych przegłębień - 25,0 m i 19,0 m - wznoszący się nad nie o przeszło 10 m lub blisko 5 m.

P ł o s o M i k o ł a j s k i e jest tą częścią jeziora, w której cechy właściwe typowi rynnowemu /1,6,12/, ujawniają się najsilniej. Jest ono wąskie. Przeciętna szerokość Płosa Mikołajskiego wynosi około 500m

^x Określenie to używane jest tutaj w sensie opisowym.

przy długości około 3000 m. Stosunek szerokości do długości jest w przybliżeniu jak 1:6. Nadbrzeża są wysokie i strome, szczególnie na całej długości na brzegu zachodnim. Nieco inaczej jest na brzegu po wschodniej stronie. Począwszy od końca zabudowy osiedla, stromość brzegu poczyną zanikać. W okolicy Dziedzinowego Rogu jest to już łagodnie wznoszące się nadbrzeże, dosięgające kilku metrów wysokości względnej w odległości kilkudziesięciu metrów od linii brzegowej.

Płycizna przybrzeżna jest wąska na kilka lub kilkanaście metrów. Tylko pod brzegiem północnym poszerza się w miejscu, gdzie przylega do wyspy, położonej w odległości kilkudziesięciu metrów od brzegu. Płycizna przybrzeżna przechodzi w stół stromo opadający do głębokości 12-18 m. Toń jeziorną tworzą zaznaczające się płaskie części dna na zmiennej głębokości, w których dopiero tkwią głęboczki /tab.II/.

W północnej części Płosa Mikołajskiego toń znajduje się na głębokości około 12 m. Od północnego brzegu zawęża ją kamienista mielizna, położona mniej więcej pośrodku szerokości jeziora w odległości stukilkudziesięciu metrów na południe od wyspy. Na wschód od wyspy i wspomnianej mielizny, toń przechodzi w nieznacznie przegłębiony rów o głębokości 14,8 m, wyprowadzający na jezioro Tałty. Na zachód od wyspy toń podnosi się do głębokości 5-6 m, tworząc dno niewielkiej zatoczki.

Oddalając się od północnych części Płosa Mikołajskiego na południe, toń obniża się

do głębokości 18 m. Przy wschodnim brzegu tej części pogłębia się ono w głęboczek 24,2 m o regularnym, owalnym zarysie. Na tej samej wysokości towarzyszy mu od środka jeziora wyniesienie dna - 14,9 m - również o wydłużonym, owalnym kształcie. Pod brzegiem zachodnim pojawia się nieznaczne obniżenie do 20,9 m. Na południe od opisanego zespołu przegłębień i wyniosłości dna, umiejscowiony jest charakterystyczny głęboczek 23,2 m o dwóch składowych kierunkach. Jedną, zgodną z głównym kierunkiem przebiegu jeziora NW-SE, tworzy wydłużona część głęboczka, leżąca przy brzegu wschodnim. Druga zaś, prostopadła po pierwszej, powstaje przez wyprowadzenie z największego przegłębienia dość wyraźnie zarysowanego rowu, przecinającego jezioro w poprzek, od stoku przy brzegu wschodnim do stoku przy brzegu zachodnim.

Postępując się dalej w kierunku południowym napotykamy na głęboczek mieszczący największą głębokość jeziora - 27,8 m. Następny głęboczek ma znowu kierunek prostopadły do głównego kierunku przebiegu jeziora. Podobnie jak poprzedni, przegradza jezioro od jednego stoku do drugiego. Tworzy wydłużone zagłębienie 23,0 m z dwoma akcentami głębokościowymi - 25,9 m i 25,8 m - w swoich przeciwległych krańcach. Za tym głęboczkiem przebiega umowna linia oddzielająca Płoso Mikołajskie od Dybowskiego.

Płoso Dybowski, w odróżnieniu od Mikołajskiego, wykazuje słabsze nasilenie cech charakterystycznych dla jezior rynnowych. Jest ono znacznie szersze. Przeciętna szerokość jeziora w tej części wynosi około 1000 m przy długości około 2000m,

co czyni stosunek szerokości do długości jak 1:2. Nadbrzeże po stronie zachodniej jest wysokie i strome. Natomiast po stronie wschodniej stanowi je łagodnie podnoszący się brzeg, co wyraża się w trafnej nazwie miejscowej jednej jego części - Pląnik.

Po obu stronach jeziora pojawia się znacznie szerszy, niż na Płoso Mikołajskim, pas trzciny przybrzeżnej. Przy brzegu zachodnim ma on około 30 m szerokości, osiagając tylko w niektórych miejscach szerokość 100 m. Przy brzegu wschodnim jest szerszy, jego przeciętna szerokość wynosi około 100 m. Stromy stok zaznacza się tylko przy brzegu zachodnim, opadając raptownie do głębokości 11-12 m. Przy brzegu wschodnim stok opada bardzo łagodnie ku środkowi jeziora, którego dno w tej części przedstawia się jako mało uporządkowane rozmieszczenie głębozczków i podwodnych wyniesień. Głęboczek najrozleglejszy i najgłębszy - 25,2 m - znajduje się naprzeciw miejscowości Dybowo.

W południowej części Płosa Dybowskiego szerokie przejście wyprowadza na końcową część zbiornika - jezioro Bełdany. Jako umowną granicę dwóch jezior przyjęto za M. S z o s t a k i e m linię łamaną przechodzącą od cypla przy brzegu zachodnim - następnie w kierunku na południe od cypla Stajnik wzdłuż północnych brzegów wyspy, do cypla po przeciwnej stronie jeziora.

W południowej części Płosa Dybowskiego po jego wschodniej stronie wyprowadza na Sniardwy w kierunku SE płytkie i dość wąskie przejście zwane "Przeczką". Od cypla przy brzegu zachodnim Przeczki poprowadzono

umowną linię do cypla przy przeciwległym brzegu, odgraniczając w ten sposób od Jeziora Mikołajskiego płytkie wody Przeczki i dalej za nimi leżących Śniardw.

Liczbowe dane morfometryczne

Poniżej omówiono sposób obliczania w tym opracowaniu elementów morfometrycznych.

P o w i e r z c h n i a jeziora pomierzona została planimetrycznie. Przyjęto umownie 3 linie odgraniczające jezioro od innych części zbiornika i od jeziora Śniardwy. Przebieg tych linii podano w opisie morfograficznym.

Pomiar każdej powierzchni dokonywany był dwukrotnie w dwóch położeniach bieguna planimetru. Jako wynik ostateczny pomiaru przyjmowana była średnia wartość z 4 pomiarów. Przyjęto różnicę 0,5% jako błąd dopuszczalny pomiędzy poszczególnymi pomiarami. Jeśli okazała się większa, pomiar powtarzano tak długo, aż różnice czterech kolejnych wyników mieściły się w granicach dopuszczalnego błędu.

W tabeli 1 zebrano powierzchnie poszczególnych izobat oraz podano ich stosunek procentowy do wielkości powierzchni zwierciadła wody. Wykreślono również k r z y w ą b a t y g r a f i c z n ą, charakteryzującą opisane w poprzednich częściach urzeźbienie dna oraz stosunki pojemnościowe.

Z l e w n i jeziora nie określono. Znajomość jej powierzchni jest użyteczna do scharakteryzowania zasilania jeziora. W naszym przypadku zagadnienie to można rozpatry-

wać tylko w odniesieniu do całego zbiornika. W interesującej nas jego części - w Jeziorze Mikołajskim - zasilanie ze zlewni bezpośredniej odbywa się wyłącznie wodami gruntowymi. Brak jest dostatecznie pewnych spostrzeżeń o zasięgu ich poziomów. Sądząc z ukształtowania obszarów przylegających do jeziora, rola ich w zasilaniu zbiornika jako całości jest mało znacząca.

Długości i szerokości w opracowaniach morfometrycznych nastęrczają zwykle trudności. Nie ma bowiem dostatecznie precyzyjnej definicji, która by tak określała sposób pomiaru tych wielkości, iżby dała się zastosować do jezior każdego kształtu a przy tym odpowiadała jednoznacznie pojmowaniu tych pomiarów. W naszym przypadku wystarczyło przyjęcie często używanego /3,4,9,11/, określenia największej odległości w linii prostej dwóch punktów na brzegu jeziora, mierzonej po zwierciadle wody, zaś największej szerokości, jako najdłuższego odcinka linii prostopadłej do poprzedniej, mieszczącego się w obrębie jeziora.

Jako długość linii brzegowej podano sumę długości odcinków brzegu morfologicznego, nie wliczając długości odcinków umownych linii odgraniczających, które biegną po powierzchni wodnej.

Nie obliczano wskaźnika zwanego *rozwójem linii brzegowej*. Jest to, jak wiadomo, stosunek długości linii brzegowej do obwodu koła o powierzchni równej powierzchni jeziora. Porównywanie

sumy odcinków niezamkniętego konturu jeziora z zamkniętym obwodem koła, utworzonym w myśl definicji, wydawało się działaniem mało uzasadnionym.

Obliczono natomiast wskaźnik *urzeźbienia linii brzegowej* według Murawiejskiego /7/. Oddaje on zresztą znacznie lepiej, niż rozwój linii brzegowej, stopień tej cechy morfologicznej brzegu. Oblicza się go jako stosunek długości linii brzegowej do długości obwodnicy, zakreślonej odcinkami linii prostych na konturze jeziora. Sposób obliczenia tego wskaźnika umożliwia również badanie urzeźbienia odcinków linii brzegowej, co też wykorzystano w naszym przypadku. Obliczono go ~~jako~~ jako stosunek sumy odcinków brzegowych Jeziora Mikołajskiego do sumy odpowiadających im odcinków obwodnic.

Głębokość względna obliczono w dwóch wskaźnikach. Jeden - wprowadzony jeszcze przez Halbfassa i do tej pory używany - podaje ją jako stosunek głębokości maksymalnej do pierwiastka kwadratowego powierzchni jeziora. Hutcheon /3/ uważa ten sposób za zbyt arbitralny i zaleca obliczanie głębokości względnej - jako stosunku głębokości maksymalnej do średnicy koła o powierzchni jeziora, wyrażając go w odsetkach.

Pojemność jeziora obliczono zakładając ograniczenie powierzchni poszczególnych izobat rzutami umownych linii ograniczających powierzchnię jeziora, przebiegających jak to podano już w opisie morfograficznym.

Do obliczeń zastosowano t.zw. metodę stożków, gdyż nadaje się ona do obliczania pojemności poszczególnych warstw pomiędzy izobatami. Wzór obliczeniowy ma postać:

$$V_{n-m} = \frac{1}{3} / A_m + A_n + \sqrt{A_n \cdot A_m} / / n - m /$$

gdzie

V_{n-m} jest objętością warstwy pomiędzy głębokościami n i m ;

$A_{n,m}$ jest powierzchnią izobaty na głębokości n lub m ;

zaś $n-m$ grubością warstwy.

Pojemność pod ostatnią izobata obliczono jako objętość stożka o podstawie równej powierzchni tej izobaty i wysokości równej odległości tej samej izobaty do najgłębszego punktu jeziora.

Dla porównania obliczono pojemności jeziora wzorem Simpsona i t.zw. metodą średniej arytmetycznej izobat, wywodzącą się ze wzoru na średnią głębokość /4,8/. Wyniki obliczeń i porównania dały nieznaczne różnice względne, nie sięgające 0,05%.

Pojemności warstw pomiędzy izobatami podaje tabela 2. Zawiera ona ponadto t.zw. miąższości zredukowane. Wielkość ta jest składową częścią obliczania pracy wiatru w ocieplaniu jeziora /1,3,11/ i powstaje jako iloraz pojemności kolejnych warstw pomiędzy izobatami przez powierzchnię zwierciadła wody, przyjmując jako pionowe ściany ograniczające. Oblicza się ją według wzoru:

$$RT = V_{n-m} / A_0 /^{-1}$$

gdzie RT oznacza miąższość zredukowaną;

V_{n-m} pojemność warstwy pomiędzy izobatami n i m ;

A_0 powierzchnię zwierciadła wody.

Z krzywej batygraficznej podano informację dotyczącą głębokości izobaty pokrywającej połowę powierzchni jeziora, zaś z krzywej pojemności głębokości izobaty pokrywającej połowę pojemności jeziora. Podano również pojemności morfometrycznego epilimnionu i hypolimnionu dla kilku charakterystycznych poziomów termokliny - 6,8,10,12 i 15 m /2/.

S r e d n i e n a c h y l e n i e dna jeziora obliczono metodą zaproponowaną przez M u r a w i e j s k i e g o /7/. Pożyteczny jest jej etap pośredni w postaci planu nachyleń dna w obliczeniowych kwadratach podstawowych, na jakie dzieli się jezioro. Plan ten daje obraz urzeźbienia dna, rozmieszczenia części płaskich i stromizn. Podstawowe kwadraty obliczeniowe mają bok długości 100 m. Wykreślono je, używając jako podstawy - linii największej długości jeziora. Różnym kreskowaniem zaznacza się ilość przecinających je izobat w cięciu jednowymiarowym, co odpowiada określonym różnicom średniego nachylenia dna, wyrażonego w mierze katowej. Suma nachyleń w każdym kwadracie podzielona przez ilość kwadratów daje średnie nachylenie dna całego jeziora.

Sposób obliczenia innych danych liczbowych zamieszczonych w zestawieniu wynika z przytoczonych wzorów i nie wymaga objaśnienia.

Położenie

Województwo olsztyńskie, powiat mrągowski,
miasto Mikołajki i gromada Ukta.

Dorzecze Narwi, odpływ przez jezioro
Śniardwy do Pisy.

Współrzędne geograficzne środka jeziora:
według /5/: $53^{\circ}46'05''$ Gr. $21^{\circ}35'05''$

Powierzchnie izobat

Tabela 1

Izobata m	Powierzchnia ha 10^4 m^2	Odsetek A_0 %
0	459,3	100
1	420,3	91,5
2	404,7	88,1
3	389,7	84,8
4	375,4	81,7
5	356,2	77,6
6	334,1	72,7
7	315,2	70,2
8	300,2	65,4
9	286,6	62,4
10	272,1	59,2
11	256,8	55,9
12	230,2	50,1
13	196,4	42,8
14	162,4	35,4
15	130,3	29,0
16	98,6	21,5
17	88,9	19,4
18	61,1	13,3
19	44,9	9,8
20	34,9	7,6
21	25,8	5,6
22	19,4	4,2
23	13,1	2,8
24	7,3	1,6
25	3,8	0,8
26	1,3	0,3
27	0,4	0,1

Pojemności

Tabela 2

Warstwa pomiędzy izobatami m	Objętość 10^6 m^3	Miaższość zredukowana RT m
0 - 1	4,396	0,96
1 - 2	4,125	0,90
2 - 3	3,972	0,86
3 - 4	3,825	0,83
4 - 5	3,658	0,80
5 - 6	3,451	0,75
6 - 7	3,246	0,71
7 - 8	3,077	0,67
8 - 9	2,934	0,64
9 - 10	2,794	0,61
10 - 11	2,644	0,58
11 - 12	2,434	0,53
12 - 13	2,131	0,46
13 - 14	1,792	0,39
14 - 15	1,461	0,32
15 - 16	1,140	0,25
16 - 17	0,935	0,20
17 - 18	0,746	0,16
18 - 19	0,528	0,11
19 - 20	0,398	0,09
20 - 21	0,303	0,07
21 - 22	0,235	0,05
22 - 23	0,162	0,04
23 - 24	0,101	0,02
24 - 25	0,055	0,01
25 - 26	0,024	0,01
26 - 27	0,008	0,002
poniżej 27	0,001	-
R a z e m :	50,576	$z_m = 11,002$

Wzniesienie zwierciadła wody nad poziom morza przy wodostanie + 66 cm na wodowskazie PIHM w Mikołajkach 115,90 m

Powierzchnie

Powierzchnia jeziora łącz- nie z wyspą	A	$459,5 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
Powierzchnia wyspy	A_i	$0,2 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
Powierzchnia zwier- ciadła wody	A_o	$459,3 \cdot 10^4 \text{ m}^2$

Długości i szerokości

Długość linii brzegowej	L	13 210 m
Długość linii brzegowej wyspy	L_i	175 m
Długość obwodnicy	L_c	12 645 m
Urzeźbienie linii brzegowej	$k = L/L_c /^{-1}$	1,045
Największa długość jeziora	l_m	4 945 m
Największa szerokość jeziora	b_m	1 670 m
Średnia szerokość jeziora	$b = A/l_m /^{-1}$	907 m

Głębokość

Głębokość maksy- malna	z_m	27,8 m
Głębokość średnia	$z = V/A_o /^{-1}$	11,0 m

Wskaźnik głębokościowy	$k' = \bar{z} / z_m^{-1}$	0,41
Głębokość względna	$z'_r = z_m / \sqrt{A}^{-1}$	0,013
	$z''_r = 50 z_m \sqrt{A} / A^{-1}$	1,19 %
Głębokość izobaty pokrywającej połowę powierzchni zwierciadła wody	$\frac{z_A}{2}$	12,1 m
w odsetku	z_m	44 %
Głębokość izobaty pokrywającej połowę pojemności jeziora	$\frac{z_V}{2}$	6,6 m
w odsetku	z_m	24 %

Pojemności

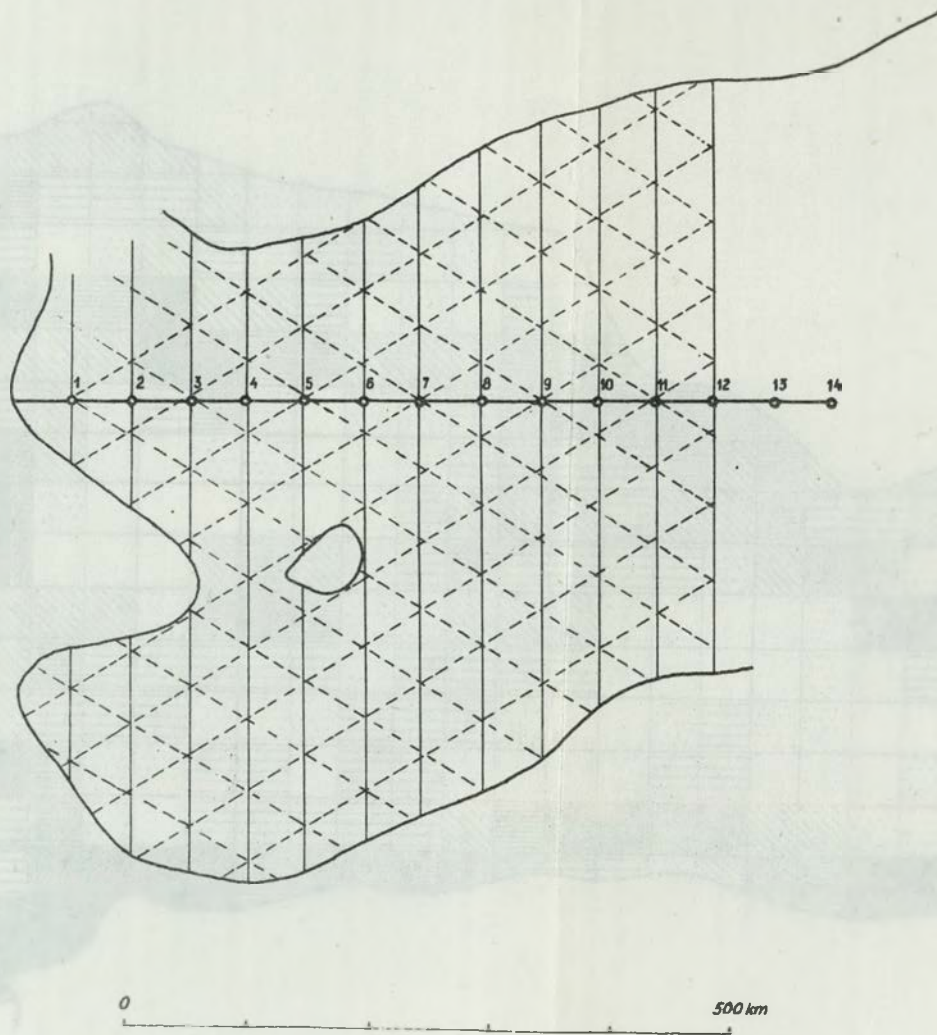
Pojemność całkowita $V = 50,576 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Tabela 3

Poziom termokliny m	Empilimnion morfometr. 10^6 m^3	Hypolimnion morfometr. 10^6 m^3	E/H
6	23,427	27,149	0,863
8	29,750	20,826	1,428
10	35,478	15,098	2,350
12	40,556	10,020	4,048
15	45,940	4,636	9,909

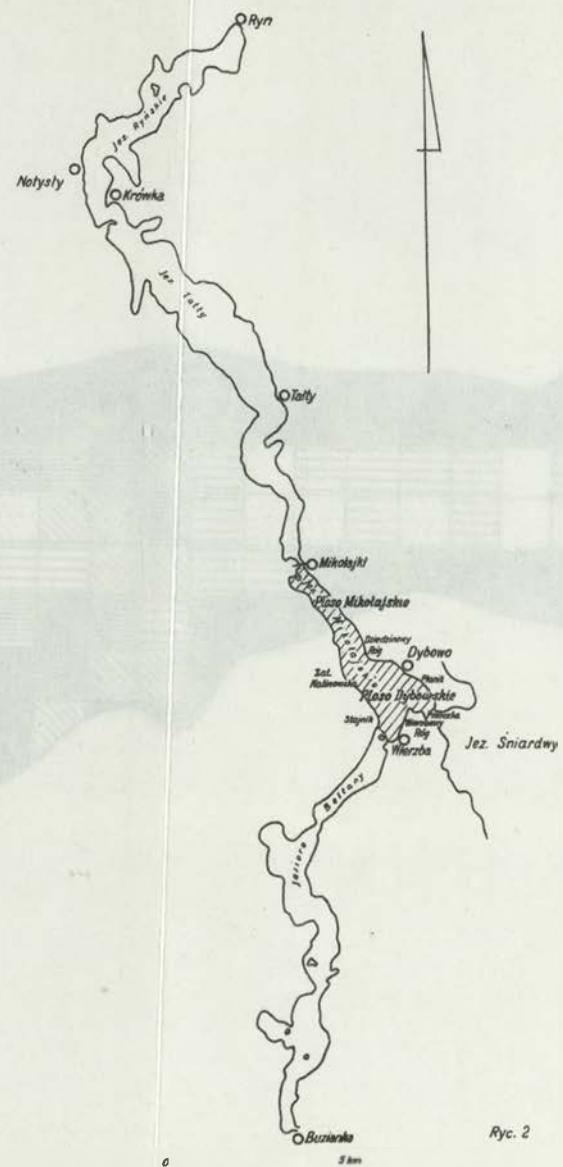
Średnie nachylenie dna $3^{\circ} 45'$
 Ogólna ilość sondowań około 3 800
 Ilość sondowań na 1 ha powierzchni około 9

SIATKA TRÓJKATÓW RÓWNOBOCZNYCH NA JEZIORZE



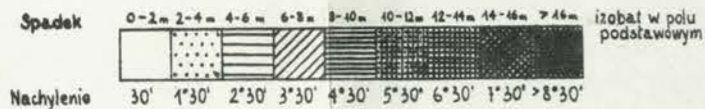
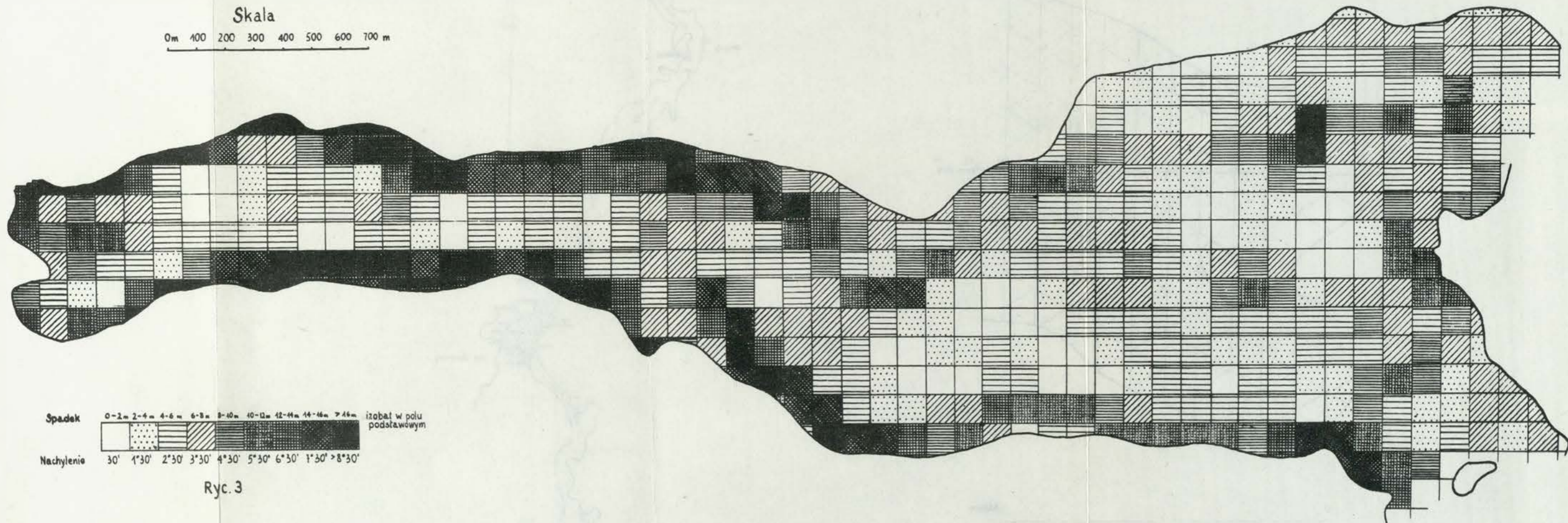
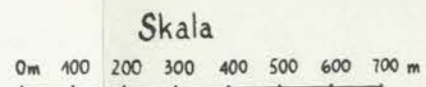
Ryc. 1

RYNNA MIKOŁAJSKA

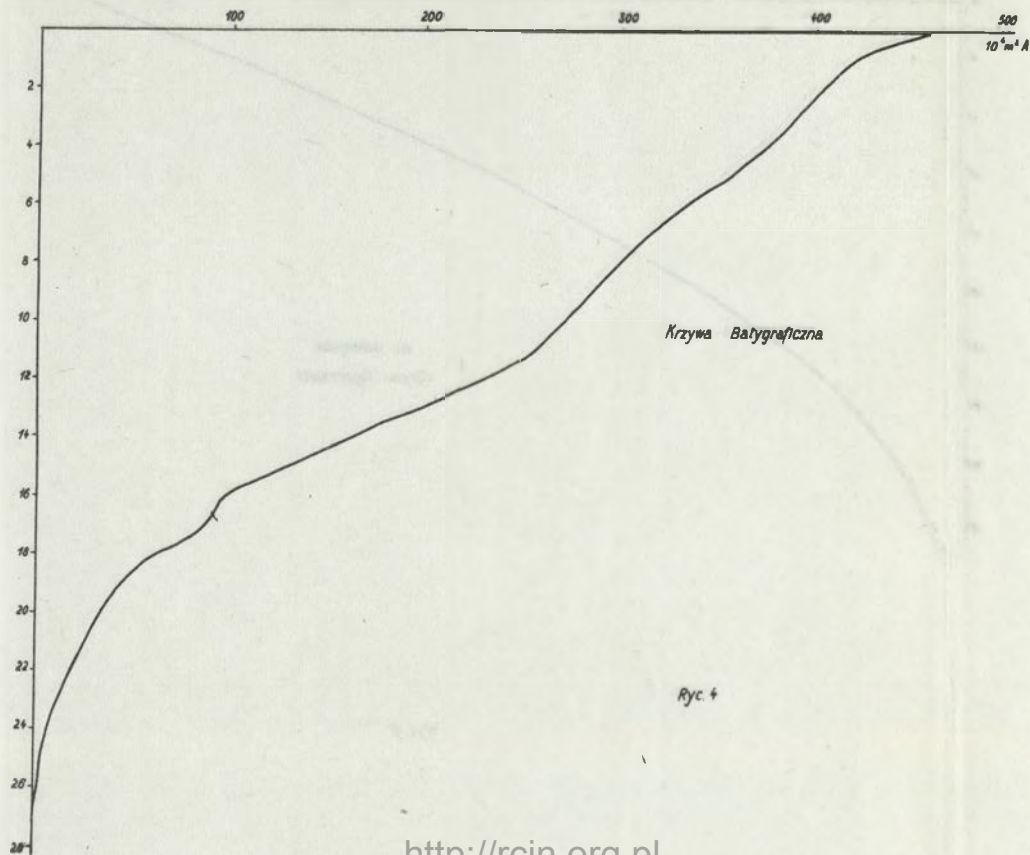


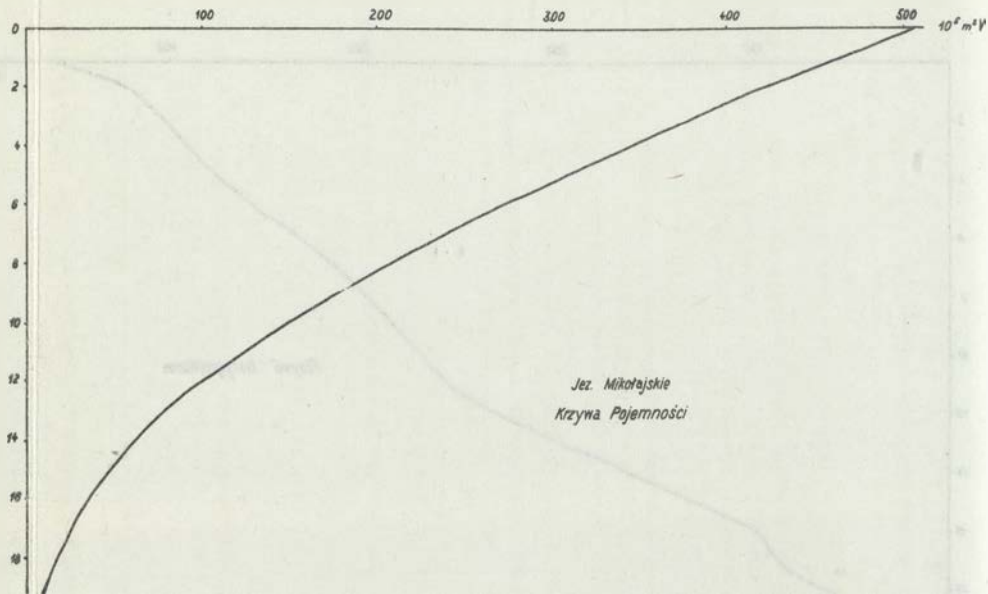
Ryc. 2

Mapa nachyleń dna JEZ. MIKOŁAJSKIE



Ryc. 3



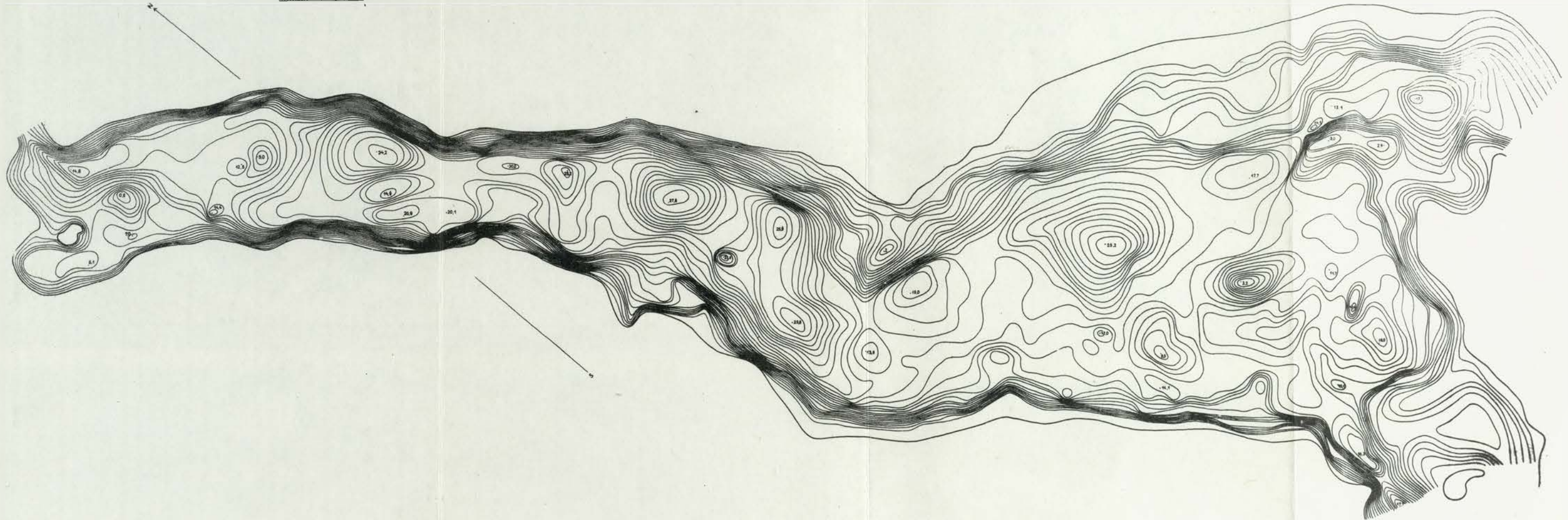


JEZ. MIKOŁAJSKIE

PLAN BATYMETRYCZNY

izobaty co 1m

100 0 100 200 m



LITERATURA

1. Birge, E.A., 1916. The work of wind in warming a lake. Trans. Wisconsin Acad. Sci., 18.
2. Hauge, W.V., 1947. Vangsvatn and some other lakes near Voss. A limnological survey in Western Norway. Folia Limnologica Scandinavica. Oslo.
3. Hutchinson, E.G., 1957. A treatise on limnology. New York.
4. Jaczynowski, J., 1929. Morfometria Jezior Gostyńskich. "Przeegl. Geogr.", 9.
5. Katalog Jezior Polski, 1954. Inst. Geogr. PAN, Dokumentacja Geograficzna. Warszawa.
6. Kondracki, J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biul. PIG nr 65. Z badań czwartorzędu w Polsce. Warszawa.
7. Murawiejski, S.D., 1948. Oczerki po teorii i metodach morfometrii ozier. Wopr. Geogr., sb.7.
8. Penck, A., 1892. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart.
9. Szaflarski, J., 1936. Morfometria jezior tatrzańskich. "Wiad. Sł. Geogr.", 1.
10. Ule, W., 1889. Die Tiefenverhaeltnisse der masurischen Seen. Jhrb. Pr. Geolog. Landesanstalt.
11. Welch, P., 1948. Limnological methods. Philadelphia - Toronto.
12. Woldstedt, P., 1951. Die Entstehung der Seen auf den ehemals Vergletscherten Gebieten. Eiszeitalter und Gegenwart.

Maria SYNOWCOWA

BADANIA WPŁYWU JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO
NA KLIMAT LOKALNY NADBRZEŻA

Podjęte na Stacji Badawczej IG PAN w Mikołajkach badania roli jezior w środowisku geograficznym objęły również zagadnienie wpływu jeziora na klimat terenów otaczających.

Zagadnienie to pojawia się w literaturze naukowej w dwóch ujęciach: bądź jako zagadnienie oddziaływania regionu jeziornego - obszaru o dużym udziale powierzchni wodnych - na kształtowanie się elementów makroklimatu /6,8/, bądź jako oddziaływanie określonego zbiornika na klimat terenów przyległych do niego. O ile jednak pierwsze ujęcie, ze względu na trudności metodyczne, podawane jest w formie poglądów czy opinii, to drugie, oparte na wynikach specjalnych opracowań i badań, podaje określone stwierdzenia.

Znane są wyniki tego rodzaju badań z obszarów przylegających do kilku największych zbiorników śródlądowych Azji: Morza Kaspijskiego, Jeziora Aralskiego, jeziora Bajkał, Bałchasz /3,11/. Z obszarów otaczających jeziora europejskie opracowania tego typu posiadają n.in. Jezioro Bodeńskie i Balaton /1,2,10/. Z obszaru Polski posiadamy wyniki badań specjalnych otoczenia jeziora Śniardwy /7/ i małych zbiorników wodnych /starorzecza Wisły/ w okolicach Puław /9/.

Z przeglądu wyników tych badań, jaskrawo uwidacznia się zależność poziomu zasięgu od-

działywania zbiornika od wielkości jego powierzchni a przede wszystkim od masy wód.

Wpływ Morza Kaspijskiego /powierzchnia 395 tys.km²/ sięga w kierunku północnym w niektórych okresach 500 km. W innych kierunkach i w innych miesiącach wpływ jego wyraża się odległościami 125-300 km. Im mniejsza powierzchnia jeziora, tym bardziej zmniejsza się zasięg jego oddziaływania. Oddziaływanie Jeziora Aralskiego /powierzchnia 65,5 tys.km²/ ma zasięg 50-150 km, jeziora Bałchasz /powierzchnia 17,7 tys.km²/ do 50 km. Ale już wpływ jeziora Balaton /powierzchnia 660 km²/ w promieniu większym niż kilka kilometrów nie jest dostrzegalny /9/. Mały również jest zasięg oddziaływania Jeziora Bodeńskiego /powierzchnia 538 km²/ /1,2/. Spostrzeżenia z obszaru wokół jeziora Śniardwy /powierzchnia 120 km²/ - co prawda dokonane jednorazowo w warunkach pogodowych niesprzyjających ujawnianiu się tego rodzaju oddziaływania - ukazują jeszcze mniejszy jego zasięg, ograniczony do co najwyżej kilkuset metrów /6/. Stwierdzony wpływ małych zbiorników wodnych o powierzchniach do kilkunastu hektarów sięga zaledwie najbliższej strefy przybrzeżnej kilku metrów /8/.

Przytaczając powyższe przykłady o poziomym zasięgu oddziaływania jeziora na klimat, należy pamiętać o różnicach stref klimatycznych i glebowych. Jeziora położone w strefach klimatu gorącego, których obszary przyległe zbudowane są z piasków lub gleb stepowych, mogą wywoływać dużo większe kontrasty termiczne, niż jeziora stref umiarkowanych. Jednakże uwzględniając te okoliczności prawidłowość powyższa ukazuje się z całą wyrazistością.

Od wielkości powierzchni zbiornika i mas wodnych zależy również charakter i intensywność oddziaływania.

Najważniejszy jest wpływ zbiorników wodnych na temperaturę powietrza. Polega on na wymianie ciepła pomiędzy powierzchnią wodną a przylegającą do niej warstwą powietrza i dalszym przemieszczaniem się ciepła wraz z powietrzem będącym w ruchu /wymiana turbulencyjna/. Wymiana ciepła odbywa się dzięki dwóm własnościom fizycznym wody: dużej pojemności cieplnej i dużej wartości utajonego ciepła - parowania. Pierwsza jest przyczyną bezwładności cieplnej mas wody, co zwykle powoduje występowanie znacznych kontrastów termicznych pomiędzy będącymi w kontakcie masami wód i powietrza a w dalszej konsekwencji wymianę ciepła, dążącą do wyrównania temperatury. Wymiana zachodzić może w obydwu kierunkach w zależności od aktualnych warunków termicznych. Jednakże w kierunku woda - powietrze, jej efekt temperaturowy jest dużo większy dzięki małej pojemności cieplnej powietrza. Druga z wymienionych własności powoduje zużywanie na proces parowania wody ogromnych ilości ciepła, odbieranych w części przez powierzchnię wodną przylegającą do niej przypowierzchniowym warstwom powietrza.

W dalszym ciągu przedmiotem rozważań będzie tylko ta właściwość oddziaływania jeziora.

Wpływ ten przejawia się w zmniejszeniu wahań dobowych temperatury przez obniżenie temperatur maksymalnych i podwyższenie temperatur minimalnych oraz w opóźnianiu sezonowych zmian temperatury powietrza. W zależ-

ności od aktualnego stosunku temperatury powierzchni wody w jeziorze do temperatur powietrza będzie ono oddziaływaniem ocieplającym - w jesieni i w zimie, o ile jezioro nie zamarza - lub też oddziaływaniem ochładzającym - na wiosnę i w lecie.

Różnice temperatur nad brzegiem zbiornika wodnego i na granicy jego wpływu wskazują na intensywność oddziaływania. Jest ono również związane z rozmiarami zbiornika. W przypadku Morza Kaspijskiego różnice te dochodzą do 6°C na przestrzeni 250 km od brzegu. Różnice maleją wraz ze zmniejszeniem się wielkości zbiornika. Nad Jeziorem Aralskim wynoszą one około 2°C na przestrzeni 150 km, a nad Balatonem do $1,9^{\circ}\text{C}$ w odległości 12 km od jeziora. Badania w okolicach jeziora Śniardwy w poziomym zasięgu jego oddziaływania, wykazały różnice do $1,1^{\circ}\text{C}$ w odległości 1,5 km od jeziora.

Oddziaływanie małych zbiorników wodnych może mieć inny charakter. Dostarczenie ciepła powietrzu przez wymianę turbulencyjną nie daje dostatecznego efektu, z uwagi na małą masę wody tych płytkich zazwyczaj zbiorników. Większe znaczenie może mieć natomiast koncentracja na stromych nadbrzeżach promieniowania odbitego od powierzchni wody. L e h m a n n stwierdził, że zwiększa ono w takim stopniu bilans cieplny powierzchni czynnej nadbrzeża, iż pociąga to za sobą wydatne podwyższenie temperatury powietrza. Działanie tego rodzaju jest największe przy niskich położeniach słońca w ciągu dnia i dość krótkotrwałe. Zasięg, jak już wspomniano, ograniczony jest do wąskiej strefy nadbrzeża /8/.

Jak z powyższego przeglądu wynika, mamy do czynienia ze zjawiskiem o dużej rozpiętości rozmiarów, stosownie do wielkości zbiornika: od zjawiska wymiarów makroklimatu, jak w przypadku Morza Kaspijskiego, do zjawiska mikroklimatycznego w przypadku małych zbiorników wodnych.

Celem badań w tym zakresie na Stacji Badawczej w Mikołajkach była próba określenia zasięgu poziomego, charakteru i intensywności oddziaływania Jeziora Mikołajskiego na klimat nadbrzeży.

Zadanie w istocie sprowadza się tutaj do zagadnienia kształtowania się temperatury w zagłębieniu terenowym typu doliny, którego dno - jezioro - stanowi powierzchnia czynna o własnościach różnych od powierzchni czynnej zboczy zagłębienia - nadbrzeży.

Układ temperatur w zagłębieniach terenowych o jednolitej powierzchni czynnej jest znany od dawna /4,10,12/. Szczególnie dobrze poznano układy temperatur w zagłębieniach wielkowymiarowych, w dolinach górskich. Rozmiary tych form powodują, że towarzyszące im zróżnicowania klimatyczne są najwyraźniejsze. Również oddziaływanie powierzchni wodnych na temperaturę powietrza jest ogólnie znane /13/. Jednakże większość spostrzeżeń dokonywana była, jak to widzieliśmy, na jednostkach wielkowymiarowych. Natomiast brak obserwacji tego rodzaju na zbiornikach mniejszych o powierzchniach kilku do kilkunastu km². Jeziora tej wielkości, do których należy również Jezioro Mikołajskie - stanowią dużą część na pojezierzach Niżu Europejskiego. Dlatego rozpoznanie oddziaływania klimatycznego Jeziora Mikołajskiego w przedstawionym ujęciu i celu

może mieć znaczenie nie tylko dla tego zbiornika, ale przez ekstrapolację i dla jezior podobnego typu i rozmiaru.

Wykazanie oddziaływania Jeziora Mikołajskiego zostanie dokonane przez zbadanie układu temperatur skrajnych na przekroju nadbrzeże - jezioro, traktowanym jako całość w serii obserwacji całorocznych. W ten sposób ujawnią się różnice zachodzące w układach pomiędzy okresem z jednolitą powierzchnią czynną / pokrywa śnieżna w zimie / i okresem o zróżnicowanej powierzchni czynnej przekroju / otwarta powierzchnia wodna - nadbrzeże w lecie /. W tym ostatnim okresie ujawnią się również odchylenia układu temperatur od wzorca kształtowania się temperatur skrajnych zagłębienia o jednolitej powierzchni czynnej.

Intensywność oddziaływania zostanie oceniona przez obliczenie odchyżeń odpowiednich temperatur skrajnych na stanowiskach obserwacyjnych od temperatur zmierzonych na stacji meteorologicznej. Obserwacje na Stacji meteorologicznej są uznane jako podstawowe.

Określenie zasięgu oddziaływania zostanie dokonane na podstawie porównania odchyżeń temperatur na stanowiskach o różnym oddaleniu od jeziora.

Aby możliwa była ocena oddziaływania jeziora na kształtowanie się temperatur skrajnych powietrza, musimy to oddziaływanie starannie oddzielić od oddziaływania innych czynników fizyczno-geograficznych. Najwyraźniej będzie się ujawniać oddziaływanie jeziora wówczas, gdy oddziaływanie wszystkich albo wystarczająco dużej liczby

innych czynników będzie jednakowe dla wszystkich stanowisk obserwacyjnych.

Z czynników, które mają wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza, wymienić należy:

1. warunki miejsca obserwacji - rodzaj powierzchni czynnej, zasłonięcie od wiatru, zasłonięcie horyzontu;
2. warunki meteorologiczne obserwacji - wymiana turbulencyjna, zachmurzenie.

Ujednoczenie warunków miejsca obserwacji może być dokonane przez jego odpowiedni wybór, zaś warunków meteorologicznych - przez odpowiednią klasyfikację materiału obserwacyjnego. Ocena jednolitości warunków stanowisk obserwacyjnych niniejszych badań oraz zastosowane sposoby klasyfikacji materiałów obserwacyjnych dla ujednoczenia warunków meteorologicznych zostaną podane po opisie miejsca pomiarów.

Opis położenia Jeziora Mikołajskiego i jego nadbrzeży znajduje się na innym miejscu tego zbioru prac /12/.

Ze względów wyposażeniowych i sytuacyjnych musiano ograniczyć się do przeprowadzenia badań tylko na jednym brzegu jeziora - zachodnim. Należy zauważyć, że ten typ nadbrzeża, stromy brzeg pokryty zadrzewieniem z większymi lub mniejszymi przerwami w drzewostanie - jest na Pojezierzu Mazurskim bardzo często spotykany.

Teren badany położony był obok budynku mieszczącego Stację Badawczą IG PAN w ogródku meteorologicznym stacji PIHM. Ogródek położony był na nadbrzeżu jeziora o wystawie na NE, lekko nachylonym ku jezioru - kątem na-

chylenia około 10° - zbudowanym z materiału piaszczystego, porośniętą kośną trawą.

Zamieszczony na ryc.1 plan sytuacyjno-wysokościowy tej części terenu stacji i na ryc.2 przekrój wysokościowy orientującą w szczegółach terenowych.

Teren ogródka, na którym prowadzono badania, był otwarty w kierunku jeziora. Od strony południowej pojedynczo rosły drzewa liściaste, od zachodu i północy ograniczała go w odległości około 150 m, zwarta zasłona wysokopiennego /do 25 m wysokości/ lasu liściastego.

Na opisanym terenie ustawiono na 3 stanowiskach obserwacyjnych klatki typu T o - m a n k a, w których umieszczono termometry skrajne firmy F u e s s. Stanowisko oznaczone numerem 1 było położone tuż przy linii brzegowej. Stanowisko 3 na najwyższym punkcie tej części nadbrzeża i równocześnie było najbardziej oddalone od brzegu jeziora, nieopodal stacji meteorologicznej. Pośrodku było stanowisko drugie oznaczone numerem 2. Odległość między klatkami wynosiła około 15 m tak, że klatka na stanowisku 3 znajdowała się w odległości około 30 m od linii brzegowej jeziora. Klatki umieszczono na wysokości 1 m nad ziemią. Rozmieszczenie klatek widoczne jest na planie sytuacyjno-wysokościowym na ryc.1.

Oceniając jednolitość warunków miejsca obserwacji, można stwierdzić, że wszystkie stanowiska miały taki sam rodzaj powierzchni czynnej i podobne warunki osłony od wiatru.

To ostatnie chociaż dla wszystkich stanowisk takie samo, nie dla każdego kierunku było jednakowe. Zachowany był swobodny dostęp z kierunków NE-ESE. W sektorze ESE-SSW dostęp był utrudniony przez przesłonięcie pojedynczymi drzewami. W przedziale SSW-NE teren obserwacji był przesłonięty zwartą ścianą lasu.

Zasłonięcie horyzontu było różne dla poszczególnych stanowisk. Szczegółowe zdjęcia zasłonięcia zostały wykonane kierownicą optyczną dla wszystkich stanowisk. Wykresy zasłonięcia zamieszczone są na ryc.3-5. Po wniesieniu na nie linii wysokości słońca obliczono dla każdego stanowiska możliwy czas nasłonecznienia dla 14 charakterystycznych dat położenia słońca w ciągu roku. Otrzymane wartości porównano z astronomicznym czasem nasłonecznienia dla tych samych dat i wyrażono w odsetkach jego wartości. Zestawienie ich podaje tabela 1.

Pomimo dość znacznych różnic w ogólnym możliwym czasie nasłonecznienia - dochodzące do 23% - nie daje się zauważyć zniekształcenia obrazu układu temperatur, które mogłyby być nim spowodowane. Powodem tego jest ich pozycja w ciągu doby. Różnice w warunkach nasłonecznienia pojawiają się bowiem w godzinach popołudniowych, dla układu temperatur skrajnych mniej istotnych. W godzinach przedpołudniowych nasłonecznienie - dla obserwowanego terenu przy nachyleniu jego zboczy najkorzystniejsze - jest na wszystkich stanowiskach jednakowe.

Można zatem przyjąć, że warunki miejsca obserwacji są dla wszystkich stanowisk jednakowe.

Możliwy czas nasłonecznienia dla poszczególnych stanowisk

T a b e l a 1

D a t y	Astro- nom czas nasłoneczn. h	Możliwy czas nasłonecznienia			W odsetkach astronomicznego czasu nasłonecznienia %		
		Stanowiska obserwacyjne					
		1	2	3	1	2	3
22.VI	16,9	11,0	13,7	10,0	65	81	59
24.VII /20.V	16,0	10,5	12,8	9,3	66	80	58
23.VIII/20.IV	14,0	9,3	9,0	6,2	66	64	44
22.IX /21.III	12,0	7,2	5,5	4,0	60	46	33
22.X /19.II	9,8	5,4	4,8	3,8	55	49	39
21.XI /20.I	8,0	5,0	3,7	2,2	63	46	28
21.XII	7,1	3,3	3,1	1,6	46	44	23

- 79 -

Dla ujednoczenia warunków meteorologicznych obserwacji, wszystkie ich wyniki rozdzielono według trzech przedziałów intensywności wymiany turbulencyjnej, ocenianej według prędkości wiatru. Wewnątrz każdego przedziału wprowadzono dalszy podział według stopnia zachmurzenia, ocenianego w skali 11-stopniowej również dla trzech grup jego wielkości. Uzyskano tym sposobem 9 typów warunków meteorologicznych obserwacji, które oznaczono dużymi literami początkowymi alfabetu od A do I. Zaznaczono je w tabeli 2. W dalszym ciągu, dla zwięzłości, będą one nazywane "typami pogód".

Klasyfikacja warunków meteorologicznych obserwacji

T a b e l a 2

Typ pogody	Wymiana turbulencyjna Prędkość wiatru m/sek	Zachmurzenie
A	<u>słaba</u>	0,0 - 0,2
B	0 - 2	0,3 - 0,8
C		0,9 - 1,0
D	<u>umiarkowana</u>	0,0 - 0,2
E	3 - 5	0,3 - 0,8
F		0,9 - 1,0
G	<u>duża</u>	0,0 - 0,2
H	ponad 6	0,3 - 0,8
I		0,9 - 1,0

Podstawą dla określenia typu pogody warunkującego wielkość temperatury maksymalnej były obserwacje stacji meteorologicznej dokonane o godz. 13 czasu miejscowego. Dla tempe-

ratur minimalnych posługiwano się obserwacjami dokonanymi o godz.7 czasu miejscowego.

Pomiaru prędkości wiatru w czasie tych obserwacji dokonywano wiatromierzem Wilda na wysokości 10 m nad poziomem gruntu, w odległości około 150 m od ogródka meteorologicznego, w miejscu o podobnym zasłonięciu od wiatru.

Obserwacje rozpoczęto dnia 15.IX.1954 r. i prowadzono do 29.XI.1955 r., obejmując w ten sposób jeden okres z otwartą powierzchnią wodną w ciągu roku /jesień 1954 - wiosna, lato, jesień 1955/ i jeden okres z powierzchnią jeziora pokrytą lodem /zima 1955/. Obserwacje prowadzono w zasadzie na 3 stanowiskach. Jednakże w okresie zimowym wykazują one pewien brak ciągłości spowodowany uszkodzeniem termometrów. Od dnia 23.XII.1954 do 5.II.1955 r. nie można było wykonywać obserwacji, gdyż zestaw termometrów został zdekompletowany; od 6.II.1955 do 27.III.1955 r. wykonywano obserwacje tylko na dwóch stanowiskach - 1 i 3; dopiero od 28.III.1955 r. można było wznowić wykonywanie obserwacji na wszystkich trzech stanowiskach. Dla zachowania jednorodności materiału w okresie zimowym, z pokrywą lodową na jeziorze, t.j. od dnia 6.II.1955, kiedy wznowiono obserwacje po przerwie, do dnia 15.IV.1955, kiedy zanikła pokrywa lodowa na jeziorze, uwzględniono w rozważaniach obserwacje tylko z dwóch stanowisk obserwacyjnych, dla których była ciągłość obserwacji.

Odczyty termometrów dokonywano codziennie jeden raz o godz.21 czasu miejscowego.

Wyniki obserwacji temperatur skrajnych na poszczególnych stanowiskach, porównano

z odpowiednimi temperaturami obserwowanymi na stacji meteorologicznej PIHM obliczając odchylenia między nimi. Klatka stacji meteorologicznej znajdowała się nieopodal stanowiska 3, na wysokości 2 m nad gruntem.

Odchylenia dodatnie oznaczają wyższą temperaturę skrajną na stanowisku obserwacyjnym, niż na stacji meteorologicznej. Odchylenia ujemne odwrotnie - niższą temperaturę skrajną na stanowisku obserwacyjnym, niż na stacji meteorologicznej.

Po określeniu dla każdego pomiaru temperatury skrajnej właściwego mu typu pogody sposobem opisanym powyżej, w każdym miesiącu zliczono sumy odchyżeń temperatur dla każdego z typów pogody oddzielnie; dzieląc je przez ilość przypadków występowania danego typu, otrzymano średnie w miesiącu odchylenie odpowiedniej temperatury skrajnej. Jego wartość statystyczna jest tym większa, im wyliczenie opiera się na większej liczbie przypadków występowania danego typu pogody.

Suma odchyżeń temperatur zliczona dla danego okresu obserwacji i dla każdego typu pogody oddzielnie, podzielona następnie przez ilość przypadków występowania danego typu pogody w ciągu tego okresu, daje średnie odchylenie temperatur w okresie obserwacyjnym.

Uzyskane podanymi sposobami odchylenia zestawiono w tabeli: dla okresu o jednolitej powierzchni czynnej /pokrywa śnieżna/ za czas od 6.II.1955 do 15.IV.1955 w tabeli 3. dla okresu o niejednolitej powierzchni czynnej /woda - grunt/ za czas od 16.IV.1955 do 29.XI.1955 w tabeli 4.

Średnie odchylenia temperatur skrajnych
Okres z jednolitą powierzchnią czynną
/pokrywa śnieżna/
6.II.1955 - 15.IV.1955

T a b e l a 3

Typ pogody	Ilość przy- padków	Średnie odchylenie temperatur		
		1	2	3
Temperatury maksymalne				
A	2	2,6		0,6
B	5	1,0		1,0
C	4	0,3		0,4
D	9	1,4		1,2
E	14	1,2		1,1
F	20	0,4		0,3
G	1	1,8		1,8
H	7	0,8		0,8
I	6	0,1		0,0
Temperatury minimalne				
A	12	-1,6		-0,8
B	3	-1,1		-0,7
C	22	-1,3		-0,6
D	2	-0,4		-0,7
E	6	-0,4		-0,6
F	16	-0,2		-0,5
I ^x	2	-0,3		-0,3

^x nie uwzględniono 5 obserwacji w tym typie, z powodu błędów pomiarowych /drżenie klatki w czasie silnego wiatru/.

Średnie odchylenie temperatur skrajnych
Okres z niejednorodną powierzchnią czynną /woda - grunt/,
16.IV.1955 - 29.XI.1955

T a b e l a 4

Mie- siąc	Typ pog.	Ilość przyp.	Sumy odchyień temperatur			Średnie odchylenia temperatur		
			1	2	3	1	2	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Temperatury maksymalne								
4	B	2	0,6	1,7	1,9	0,3	0,3	1,0
	C	1	0,4	0,2	0,5	0,4	0,2	0,5
	E	3	-1,5	1,9	1,5	-0,5	0,6	0,5
	F	3	1,4	1,2	1,2	0,5	0,4	0,4
	H	1	0,5	1,1	1,3	0,5	1,1	1,3
5	I	4	1,0	3,0	3,1	0,2	0,8	0,8
	B	2	-0,5	0,3	0,9	-0,2	0,2	0,5
	C	4	0,7	0,7	1,5	0,2	0,2	0,4
	D	1	-1,7	-0,2	0,0	-1,7	-0,2	0,0
	E	8	3,1	4,4	4,9	0,4	0,6	0,6
6	F	6	2,9	3,2	7,8	0,5	0,5	1,3
	H	7	2,5	3,1	4,2	0,4	0,4	0,6
	I	3	0,6	1,0	0,3	0,2	0,3	0,1

Tabela 4 - c.d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
6 xx	B	6	3,3	3,7	6,5	0,6	0,6	1,1
	C	2	0,5	2,7	3,3	0,2	1,4	1,6
	D	1	-0,9	-0,3	1,2	-0,9	-0,3	1,2
	E	12	-3,4	4,1	13,5	-0,3	0,3	1,1
	F	5	-0,8	2,5	5,0	-0,2	0,5	1,0
7 xxx	I	3	-0,2	0,6	2,4	-0,1	0,2	0,8
	A	1	-0,5	0,1	0,5	-0,5	0,1	0,5
	B	5	-3,3	2,0	6,9	-0,7	0,4	1,4
	C	2	-0,1	0,9	1,6	0,0	0,4	0,8
	D	3	-1,3	1,1	2,7	-0,4	0,4	0,9
8	E	8	-1,8	6,3	11,3	-0,2	0,8	1,4
	F	5	0,4	1,2	3,9	0,1	0,2	0,8
	H	4	0,5	0,7	1,8	0,1	-0,2	0,4
	I	1	-0,4	-0,2	0,1	-0,4	-0,2	0,1
	A	1	-1,5	1,7	2,1	-1,5	1,7	2,1
xxx	B	2	-1,4	2,5	6,2	-0,7	0,2	3,1
	D	3	-1,4	0,6	2,1	-0,5	0,2	0,7
	E	18	-4,4	17,5	21,3	-0,2	1,0	1,2
	F	2	0,8	1,0	1,6	0,4	0,5	0,8
	G	1	-0,3	-0,3	0,4	-0,3	-0,3	0,4
	H	3	-0,2	1,9	2,2	-0,1	0,6	0,7
	I	1	-0,7	-0,5	1,4	-0,7	-0,5	1,4

x początek obserwacji od 16.IV.
 xx bez 1 dnia obserwacji
 xxx bez 2 dni obserwacji

Tabela 4 - c.d.

Mie- siąc	Typ pogody	Ilość przyp.	Średnie odchylenia temperatur		
			1	2	3
9	A	2	0,2	0,6	0,5
	B	3	0,6	1,3	0,5
	C	4	0,1	0,3	0,2
	D	3	1,0	1,6	1,0
	E	6	1,0	1,2	0,6
	F	4	0,4	0,4	0,2
	G	1	-0,1	1,3	1,1
	H	4	0,6	0,1	0,7
	I	3	0,6	0,3	-1,1
10	B	3	0,5	0,6	0,4
	C	2	0,0	-0,1	0,4
	D	7	1,3	1,0	0,5
	E	8	1,0	1,0	0,7
	F	4	0,5	0,0	0,0
	H	55	0,8	0,7	0,3
	I	2	0,6	0,8	0,4
11	B	5	0,1	-0,1	-0,2
	C	7	0,2	0,0	-0,2
x	D	1	-0,2	-0,7	0,0
	E	3	0,4	0,0	-0,2
	F	9	0,0	-0,2	0,0
	I	4	0,6	0,1	0,0

x bez 1 dnia obserwacji

Tabela 4 - c.d.

Mie- siąc	Typ pogody	Ilość przyp.	Średnie odchylenia temperatur		
			1	2	3
Średnie odchylenia temperatur maksymalnych w całym okresie obserwacyjnym					
	A	4	-0,4	0,8	0,9
	B	28	0,1	0,5	0,9
	C	22	0,1	0,3	0,3
	D	19	0,3	0,6	0,7
	E	66	0,1	0,7	0,9
	F	38	0,2	0,2	0,5
	G	2	-0,2	0,5	0,8
	H	24	0,4	0,4	0,6
	I	21	0,3	0,3	0,2
Temperatury minimalne					
4	A	2	-0,6	-0,4	-0,6
	B	1	-0,3	-0,1	-0,9
x	C	4	-0,4	-0,2	-0,4
	D	1	-0,2	-0,2	-0,6
	F	4	-0,3	-0,2	-0,6
	H	1	0,0	-0,2	-0,6
	I	1	-0,3	0,1	-0,5
5	A	1	-0,2	-0,1	-0,7
	B	1	0,2	-0,1	-0,6
	C	7	-0,3	-0,2	-0,3
	D	6	-0,1	-0,1	-0,3
	E	4	0,0	-0,1	-0,4
	F	8	-0,2	-0,2	-0,4
	H	2	0,1	-0,1	-0,2
	I	2	-0,2	-0,3	-0,5

x początek obserwacji od 16.IV.

Tabela 4 - c.d.

Mie- siąc	Typ pogody	Ilość przyp.	Średnie odchylenia temperatur			
			1	2	3	
6	A	3	0,0	0,0	-0,5	
	B	2	0,0	-0,1	-0,6	
	C	4	0,0	0,0	-0,2	
	x	D	9	-0,2	-0,2	-0,7
		E	4	-0,1	-0,1	-0,7
		F	6	0,5	0,2	-0,1
		I	1	-0,6	-0,5	-0,9
7	A	6	0,0	-0,2	-0,6	
	B	2	0,0	0,0	-0,5	
	C	3	-0,2	-0,1	-0,5	
	xx	D	4	-0,2	-0,1	-0,5
		E	5	-0,2	-0,2	-0,4
		F	7	-0,2	-0,1	-0,5
	H	1	-0,2	-0,3	-0,4	
	I	1	-0,1	-0,2	-0,4	
	8	A	6	0,0	-0,2	-0,6
B		2	-0,3	0,4	0,8	
C		5	-0,2	-0,2	-0,8	
D		10	-0,4	-0,3	-0,8	
E		2	-0,2	-0,2	-0,7	
F		6	-0,2	-0,1	-0,5	
9		A	5	0,2	0,2	-0,3
	B	3	-0,2	-0,2	-0,3	
	C	5	-0,5	-0,6	-0,6	
	D	6	-0,1	-0,4	-0,5	
	E	6	0,2	0,0	-0,3	
	F	5	-0,1	-0,2	-0,6	

^x bez 1 dnia obserwacji

^{xx} bez 2 dni obserwacji

Tabela 4 - c.d.

Mie- siąc	Typ pogody	Ilość przyp.	Średnie odchylenia temperatur		
			1	2	3
10	A	5	-0,1	-0,3	-0,3
	B	33	-1,0	-1,0	-1,4
	C	7	-0,4	-0,6	-0,6
	E	9	-0,3	-0,2	-0,6
	F	6	-0,6	-0,8	-0,9
	H	1	-0,4	-0,5	-0,6
11	A	2	0,0	-0,2	-0,1
	B	1	-0,1	-0,5	-0,1
	C	66	-0,6	-1,0	-1,1
x	E	1	0,8	0,4	0,5
	F	8	-0,3	-0,3	-0,5
	I	11	-0,2	-0,3	-0,3
	Średnie odchylenia temperatur minimalnych w całym okresie obserwacyjnym				
	A	30	0,0	-0,1	-0,5
	B	15	-0,3	-0,3	-0,7
	C	41	-0,4	-0,4	-0,6
	D	36	-0,2	-0,3	-0,6
	E	31	-0,1	-0,1	-0,5
	F	50	-0,2	-0,2	-0,5
	H	5	-0,1	-0,2	-0,4
	I	16	-0,2	-0,3	-0,4

x bez 1 dnia obserwacji

Obydwa okresy zostaną omówione oddzielnie.

Okres o jednolitej powierzchni czynnej.
Temperatury maksymalne w okresie zimowym są na stanowiskach obserwacyjnych naogół wyższe od temperatur mierzonych na stacji meteorologicznej. Odchylenia maleją w miarę zwiększania się wymiany turbulencyjnej i zachmurzenia. Zachmurzenie jest czynnikiem dla kształtowania się temperatury maksymalnej w tej porze roku najważniejszym: we wszystkich 3 przedziałach intensywności wymiany, odchylenia przy występowaniu dużego zachmurzenia są najmniejsze.

Ogólnie, temperatury na obydwu czynnych w tym okresie stanowiskach są równe lub różnią się bardzo nieznacznie. Z jednym charakterystycznym wyjątkiem: przy pogodzie bezwietrznej i bezchmurnej - typ A - notuje się na stanowisku 1 temperatury maksymalne o 2°C wyższe, niż na stanowisku 3. Wprawdzie ilość obserwacji w tym typie pogody była mała /2 przypadki/, lecz wartości te, wyraźnie odbiegające od innych, w obydwu przypadkach układają się identycznie.

Opisany powyżej układ temperatur maksymalnych jest charakterystyczny dla zagłębień terenowych typu doliny /5,11,13/, za co w istocie rynnę jeziorną trzeba uważać w okresie trwania pokrywy lodowej. Układ temperatur w typie pogody A potwierdza ten wniosek. Można go tłumaczyć zwiększonym na skraju zbocza doliny /w naszym przypadku nadbrzeża/ bilansem promieniowania, spowodowanym dodawaniem w tej strefie promieniowania odbitego przez pokrywę śnieżną od dna doliny /pokrywa lodowa jeziora/ i zbocza /nadbrzeże/.

Temperatury minimalne są na stanowiskach obserwacyjnych z reguły niższe, niż na stacji meteorologicznej. Wielkość odchyżeń waha się od $-1,6^{\circ}$ do $-0,1^{\circ}$. W przedziałach typów pogody ze słabą wymianą turbulencyjną jest ono największe $-1,6^{\circ}$ do $-1,1^{\circ}$ i zmniejsza się w miarę wzrostu prędkości wiatru do wartości najmniejszych w typie I /duża prędkość wiatru i duże zachmurzenie/.

Położenie stanowiska wyraźnie wpływa na wzajemny stosunek temperatur minimalnych. W typach pogód bezwietrznych stanowisko 1 nad jeziorem, ma zawsze temperaturę minimalną o około $0,5^{\circ}$ niższą od temperatury stanowiska 3. Można to uważać za skutek niezaburzonego przez turbulencję spływaną ze zbocza i zalegania na dnie doliny /jeziora/ zimniejszego powietrza, wychłodzonego przez nocne wypromieniowanie i kontakt z pokrywą śnieżną. W innych typach pogody, wraz ze zmniejszaniem się wielkości odchyżeń, następuje odwrócenie tego układu: stanowisko 3 ma nieznacznie wyższe temperatury minimalne od stanowiska 1. Należy to przypisać łatwiejszemu dostępowi wiatru do stanowiska 1, co powoduje znacznie większą w stosunku do stanowiska 3 wymianę, przy ogólnych warunkach wyrównujących temperatury.

Również i układ temperatur minimalnych w tym okresie wykazuje cechy charakterystyczne dla zagłębienia terenowego zimą /5,11,13/.

Interpretując wyniki obserwacji tego okresu, nie można pominąć poglądów niektórych autorów o ocieplającym oddziaływaniu pokrywy lodowej jezior /8/. Przewodząca ona ciepło pochodzące z mas wodnych i oddawająca je masom powietrza.

Na materiale przytoczonym w niniejszej pracy takiego oddziaływania nie można wysledzić. Być może występuje ono dopiero przy odpowiednio dużych gradientach temperatur pomiędzy lodem i powietrzem. Bowiem lód - chociaż jego przewodnictwo cieplne jest większe od przewodnictwa wody - jest złym przewodnikiem ciepła. Z pewnością oddziaływanie to jest bardzo silnie tłumione w przypadku ustalenia się pokrywy śnieżnej na lodzie jako warstwy źle przewodzącej ciepło co właśnie miało miejsce w omawianym okresie obserwacyjnym. Wreszcie należy pamiętać, że po ustaleniu się pokrywy śnieżnej bardzo szybko postępuje proces przechodzenia spagowych warstw pokrywy śniegu w lód. Tworzy się narastająca w górę warstwa lodu o dużej zawartości powietrza, znacznie gorzej przewodząca ciepło, co niewątpliwie dodatkowo osłabia zdolność przewodzenia ciepła przez lód /4/.

Wyniki obserwacji temperatur skrajnych w okresie z jednolitą powierzchnią czynną wykazują kształtowanie się temperatur zgodnie ze wzorcem układu temperatur w zagłębieniu terenowym typu doliny, co też w istocie ma miejsce.

Okres o niejednolitej powierzchni czynnej Temperatury maksymalne. Średnie odchylenia za cały ten okres wskazują ogólnie na wyższe temperatury maksymalne stanowisk obserwacyjnych od temperatur na stacji meteorologicznej. Wartość bezwzględna średniego odchylenia dosięga $0,9^{\circ}$.

Na poszczególnych stanowiskach średnie dla tego okresu odchylenia układają się tak,

że na stanowisku 1 jest ono najmniejsze, a na stanowisku 3 największe, co oznacza, że i wartości temperatur układają się podobnie. Wpływ zwiększania wymiany turbulencyjnej, uwidoczniiony w zatarciu różnic pomiędzy stanowiskami, można zauważyć dopiero w przedziale typów pogody o największych prędkościach wiatru /G,H,I/. Wpływ zachmurzenia, działający w sposób podobny, jest wyraźny, chociaż nie wyraża się w dużych wartościach bezwzględnych odchylenia /C,F,I/. Charakterystyczny jest stosunek odchylenia dla poszczególnych stanowisk w typie pogody bezwietrznej i bezchmurnej - A. Odchylenie dla stanowiska 1 przybiera znak ujemny, a wartości temperatur maksymalnych są nie tylko najniższe spośród wszystkich trzech, ale niższe nawet od temperatur podstawowych na stacji meteorologicznej.

Opisany układ temperatur jest odwrotny do poznanych prawidłowości układu temperatur maksymalnych w dolinie i można go wytłumaczyć jedynie oddziaływaniem jeziora, tworzącego rodzaj czynnej powierzchni zupełnie inaczej działającej niż zbocza nadbrzeża.

Potwierdza to przegląd kształtowania się odchylenia w przebiegu czasowym tego okresu.

Pogoda ze słabą wymianą turbulencyjną - typy A, B, C.

Od kwietnia do września najniższe temperatury maksymalne we wszystkich trzech typach występują na stanowisku 1. Ten układ obserwuje się również przy dużym zachmurzeniu. W lipcu i sierpniu odchylenia temperatur maksymalnych stanowiska 1 są nawet ujem-

ne, co oznacza, że średnie temperatury maksymalne na tym stanowisku są niższe od odpowiednich temperatur na stacji meteorologicznej. Przy ogólnym utrzymywaniu się tych odchylen, w ciągu całego okresu, jako wartości dodatnich, oznacza to silne działanie ochładzające jeziora przy tym stanowisku. Bez tego oddziaływania możnaby oczekiwać tutaj przynajmniej takich samych, jeśli nie większych odchylen dodatnich, a więc i większych temperatur maksymalnych.

Od września znikają na stanowisku 1 odchylenia ujemne i notuje się tutaj tylko odchylenia o znaku dodatnim. Pojawia się również odwrotna sytuacja niż w poprzednim okresie czasu: odchylenia na stanowisku 1 są większe niż na innych, które teraz przybierają nawet znak ujemny.

Widoczne jest, z tego układu odchylen temperatur maksymalnych w okresie od września do grudnia, ocieplające działanie jeziora, co jeszcze w inny sposób zostanie wykazane.

Pogoda z umiarkowaną wymianą turbulencyjną - typy D, E, F.

Opisany powyżej układ odchylen temperatur maksymalnych na poszczególnych stanowiskach powtarza się w tej grupie typów pogody zupełnie wyraźnie, szczególnie dla typu E posiadającego dużą ilość przypadków.

Od czerwca, średnie odchylenia na stanowisku 1 mają znak ujemny i tylko przy dużym zachmurzeniu zmienia się on na dodatni. Oznacza to, że tylko przy prawie całkowitym lub całkowitym zachmurzeniu temperatury maksymalne na tym stanowisku, co to swojej wartości,

są większe od odpowiedniej temperatury na stacji meteorologicznej. :

Również i w tych typach pogody wyraźne jest przejście do przeciwnego układu temperatur po wrześniu, kiedy różnice na stanowisku 1 mają wartości większe i znak dodatni, jeśli nie liczyć pojedynczego odwrotnego przypadku w typie D.

Pogoda o dużej wymianie turbulencyjnej - typy G, H, I.

Również i w tej grupie typów pogody znajdujemy podobny, do poprzednich dwóch, układ odchyień temperatur maksymalnych. W kwietniu i w maju są dodatnie, na stanowisku 1 najmniejsze, co również oznacza najniższą temperaturę maksymalną. Od czerwca do sierpnia na stanowisku 1 różnice są ujemne. Pojawiają się one także na stanowisku 2.

Od września do listopada na stanowisku 1 odchylenia są dodatnie, większe niż na pozostałych stanowiskach. to znaczy że temperatury są większe.

Daje się zauważyć sięganie ocieplającego oddziaływania jeziora na stanowisko 2, jednakże mała ilość przypadków nie daje temu wnioskowi dostatecznej pewności.

T e m p e r a t u r y m i n i m a l n e.
Średnie odchylenia za okres obserwacyjny są ujemne. Co do wartości małe: największa sięga $-0,7^{\circ}$. We wzajemnym stosunku układają się tak, że na stanowisku 1 są najmniejsze, a na stanowisku 3 - największe. Zatem temperatura minimalna osiąga z trzech stanowisk najwyższe wartości na stanowisku 1, a najniższe na stanowisku 3. Jest to odwrócenie układu tempera-

tur minimalnych, spotykanego w zagłębieniach typu doliny, spowodowane oddziaływaniem jeziora.

Ten układ prześledzić można w przebiegu czasowym tego okresu obserwacyjnego.

Pogoda o słabej wymianie turbulencyjnej - typy A, B, C.

W kwietniu odchylenia temperatur minimalnych są prawie jednakowe na wszystkich stanowiskach. Najmniejsze odchylenia występują na stanowisku 2. Można to objaśnić spływaniem ze strefy tego stanowiska wychłodzonego powietrza nad jezioro, które w tym okresie, w wymienionych typach pogód nie wykazuje wyraźnego oddziaływania.

Od maja ustala się układ, w którym odchylenie jest najmniejsze przeważnie na stanowisku 1, a niekiedy na stanowisku 2. Świadczy to, że czynne już oddziaływanie jeziora sięga aż do tego stanowiska. Wartości średnich odchyleń miesięcznych, zarówno we wzajemnym do siebie stosunku, jak i w przebiegu rocznym, są niewielkie.

Pogoda o umiarkowanej wymianie turbulencyjnej - typy D, E, F.

Przez cały okres obserwacyjny utrzymuje się opisany powyżej układ średnich miesięcznych odchyleń: najmniejsze obserwuje się bądź na stanowisku 1, bądź na 2, największe natomiast zawsze na 3.

Oddziaływanie jeziora widoczne jest właśnie w pojawianiu się odchyleń najmniejszych na stanowiskach 1 lub 2, co również określa zasięg tego oddziaływania. Brak zmienności układu w przebiegu rocznym, świadczy o jedna-

kowym sposobie oddziaływania jeziora w całym tym okresie, tłumaczy się pozostawaniem wartości temperatur minimalnych zawsze poniżej temperatury powierzchni wody. Pociąga to za sobą jednakowy charakter oddziaływania na nadbrzeża.

Pogoda o dużej wymianie turbulencyjnej - typy G, H, I.

Wzmożenie wymiany turbulencyjnej nie zmienia obrazu przedstawionego przy poprzednich typach pogody. Zarówno wartości średnich odchyżeń miesięcznych, jak i ich znak oraz ich przebieg pozostają takie same.

Ogólnie najwyższe wartości temperatur minimalnych pojawiają się na dolnych, w stosunku do nadbrzeża, stanowiskach 1 i 2, a najniższe występują z reguły na górnym stanowisku nadbrzeża - 3. Jest to układ zupełnie odwrotny do układu spotykanego w warunkach zagłębienia terenowego typu doliny i może być spowodowany tylko oddziaływaniem jeziora, jako szczególnego rodzaju powierzchni czynnej.

Z dotychczas przeprowadzonych rozważań stwierdzono oddziaływanie jeziora na kształtowanie się temperatur skrajnych na nadbrzeżu: obniżanie temperatur maksymalnych i podwyższanie temperatur minimalnych powodujące "spłaszczenie się" dobowych wahań temperatury. To oddziaływanie uwidacznia się jeszcze bardziej po uwzględnieniu biegu temperatury powierzchni wody jeziora i jej stosunku do temperatury powietrza.

Na ryc.6 przedstawiony jest wykres temperatury powierzchni wody mierzonej o godz. 15 /kreska ciągła pogrubiona/, średniej

dziennej temperatury powietrza /kreska ciąga cienka/ oraz temperatur maksymalnych powietrza /kreska przerywana/, według obserwacji na stacji meteorologicznej PIHM. Biegu temperatur minimalnych nie przedstawiono, ponieważ utrzymują się one zawsze poniżej temperatury powierzchni wody.

Na podstawie tego wykresu wydzielono dwa okresy w całym czasie wykonywania obserwacji:

1. od 16.IV.1955 do 31.VIII.1955, w którym powierzchnia jeziora jest na ogół chłodniejsza od powietrza;
2. od 1.IX.1955 do 29.XI.1955, w którym powierzchnia jeziora jest na ogół cieplejsza od powietrza.

Określenie stanu cieplnego powierzchni jeziora jako "na ogół cieplejszego" od powietrza przypisano okresowi, w którym zarówno średnia dzienna temperatura powietrza, jak i jego temperatura maksymalna, utrzymują się przeważnie poniżej temperatury powierzchni wody. Zachodzi to po 1.IX.1955 i dlatego data ta została przyjęta dla rozgraniczenia dwóch okresów różnego oddziaływania jeziora.

Dla obydwu tych okresów oddzielnie obliczono sumy wartości średnich odchyień na poszczególnych stanowiskach oraz ich średnie w tym okresie. Przedstawiono je w tabelach 5 i 6.

W okresie, w którym chłodniejsza od powietrza powierzchnia jeziora działa oziębiająco, średnie odchylenia temperatur maksymalnych dla stanowiska 1 - położonego najbliższej jeziora - przybierają wartości ujemne, podczas gdy pozostałe dwa stanowiska wykazują odchylenia dodatnie. Przy wzroście zachmurze-

nia w każdej z grup pogodowych - odchylenia maleją, a na stanowisku 1 pozostają zawsze najmniejsze. Odchylenia na wszystkich stanowiskach maleją wraz ze zwiększaniem się wymiany turbulencyjnej.

Średnie odchylenia temperatur skrajnych
Okresy z powierzchnią wody
na ogół cieplejszą od powietrza:
1. 15.IX.1954 do 23.XII.1954

T a b e l a 5

Typ pogody	Ilość przy- padków	Temperatury maksymalne		
		S t a n o w i s k o		
		1	2	3
B	2	1,4	1,2	1,4
C	10	0,3	0,1	0,1
D	1	0,6	0,0	0,3
E	16	1,1	1,0	0,9
F	45	0,2	0,1	0,0
G	2	1,0	0,7	0,7
H	7	0,9	0,7	0,5
I	17	0,6	0,3	0,2
		Temperatury minimalne		
A	2	-0,2	-0,4	-0,6
B	4	-0,2	-0,1	-0,4
C	13	-0,1	-0,1	-0,4
D	7	-0,1	-0,2	-0,5
E	7	-0,1	-0,2	-0,5
F	40	-0,1	-0,1	-0,4
G	1	-0,2	-0,2	-0,6
I	16	0,1	0,0	-0,3

Tabela 5 - c.d.

2. 1.IX.1955 do 29.XI.1955

Typ pogody	Ilość przypadków	Temperatury maksymalne		
		S t a n o w i s k o		
		1	2	3
A	2	0,5	1,3	1,0
B	11	0,4	0,4	0,1
C	13	0,1	0,1	0,0
D	11	1,1	1,0	0,6
E	17	0,9	0,9	0,5
F	17	0,2	0,0	0,0
G	1	-0,1	1,3	1,1
H	10	0,7	0,4	0,5
I	9	0,6	0,3	-0,4
		Temperatury minimalne		
A	12	0,1	-0,1	-0,3
B	7	-0,6	-0,6	-0,7
C	18	-0,5	-0,7	-0,8
D	7	-0,1	-0,5	-0,5
E	16	-0,1	-0,1	-0,4
F	19	-0,3	-0,4	-0,6
H	1	-0,4	-0,5	-0,6
I	11	-0,2	-0,3	-0,3

W okresie, w którym powierzchnia wody jeziora jest cieplejsza od powietrza, jej ocieplające działanie widoczne jest w odwrotnym układzie odchyień temperatur maksymalnych. Odchylenia na wszystkich stanowiskach mają znak dodatni, ale na stanowisku 1 są największe /nie biorąc pod uwagę typów pogody A i D z bardzo małą ilością przypadków/. Zachmurze-

Średnie odchylenia temperatur skrajnych
Okres z powierzchnią wody na ogół chłodniejszą
od powietrza

2. 16.IV.1955 do 31.VIII.1955

T a b e l a 6

Typ pogody	Ilość przypadków	Temperatury maksymalne		
		S t a n o w i s k o		
		1	2	3
A	2	-1,0	0,9	1,3
B	17	-0,1	0,6	1,3
C	9	0,2	0,5	0,8
D	8	-0,7	0,2	0,8
E	49	-0,2	0,7	1,1
F	21	0,2	0,4	0,9
G	1	-0,3	-0,3	0,4
H	15	0,2	0,5	0,6
I	12	0,0	0,3	0,6
		Temperatury minimalne		
A	18	-0,1	-0,2	-0,6
B	8	-0,1	0,0	-0,7
C	23	-0,2	-0,1	-0,4
D	30	-0,2	-0,2	-0,6
E	15	-0,1	-0,1	-0,5
F	31	-0,1	-0,1	-0,4
H	4	0,0	-0,2	-0,4
I	5	-0,3	-0,2	-0,6

nie zmniejsza zarówno odchylenia względne pomiędzy stanowiskami, jak i ich wartości. Wyjątek stanowi typ pogody I o dużej wymianie turbulencyjnej, w którym - właśnie dzięki niej - obraz ocieplającego działania jeziora jest równie wyraźny i sięga do stanowiska 2.

Na temperatury minimalne ocieplająco wpływa jezioro w ciągu całego okresu obserwacyjnego. Wyraża się to przez występowanie największych odchylenia tych temperatur na stanowiskach 1 i 2.

S t r e s z c z e n i e

Dla określenia wpływu Jeziora Mikołajskiego na klimat nadbrzeża wykonano w czasie od 15.IX.1954 do 29.XI.1955 obserwacje temperatur skrajnych na profilu nadbrzeże - jezioro na 3 stanowiskach obserwacyjnych. Na każdym stanowisku w klatce Tomanka umieszczono na wysokości 1 m ponad gruntem, termometry skrajne.

Dla każdego pomiaru temperatury skrajnej, obliczono odchylenia przez porównanie z odpowiednią temperaturą na standardowej stacji meteorologicznej PIHM, położonej niedaleko stanowisk obserwacyjnych.

Materiał obserwacyjny został ujednolicony co do warunków meteorologicznych obserwacji przez podporządkowanie każdego pomiaru jednemu z 9 typów pogody. Typy pogody określono w 3 przedziałach intensywności wymiany turbulencyjnej i w 3 przedziałach stopnia zachmurzenia.

W poszczególnych typach pogody obliczono średnie odchylenie temperatur w każdym miesiącu oraz w okresach:

1. - z jednolitą powierzchnią czynną /pokrywa śnieżna/, od 6.II.1955 do 15.IV.1955;

2. - z niejednorodną powierzchnią czynną /woda - grunt/, od 15.IV.1954 do 23.XII.1954 oraz od 16.IV.1955 do 29.XI.1955.

Ten ostatni rozdzielono następnie na dwa podokresy:

- 2.1. - z temperaturą powietrza na ogół niższą od temperatury powierzchni wody, od 15.IX.1954 do 23.XII.1954 oraz od 1.IX.1955 do 29.XI.1955;
- 2.2. - z temperaturą powietrza na ogół wyższą od temperatury powierzchni wody, od 16.IV.1955 do 31.VIII.1955.

Wpływ Jeziora Mikołajskiego na nadbrzeże został wykazany przez porównanie uzyskanego przy pomocy pomiarów układu temperatur skrajnych w okresach z jednorodną i niejednorodną powierzchnią czynną.

W pierwszym jest on zgodny ze znanym wzorcem kształtowania się temperatur skrajnych na zboczu i w dolinie. W drugim jest tego wzorca odwrotnością: temperatury maksymalne nad jeziorem /w dolinie/ są najniższe, zaś temperatury minimalne - najwyższe.

Wpływ jeziora uwidacznia się dobitniej przy uwzględnieniu temperatury powierzchni wody w okresie jego oddziaływania.

Intensywność oddziaływania nie jest duża. Wyraża się ona różnicami względnymi pomiędzy poszczególnymi stanowiskami rzędu kilku dziesiątych części stopnia C.

Zasięg oddziaływania w świetle uzyskanych materiałów obserwacyjnych jest ograni-

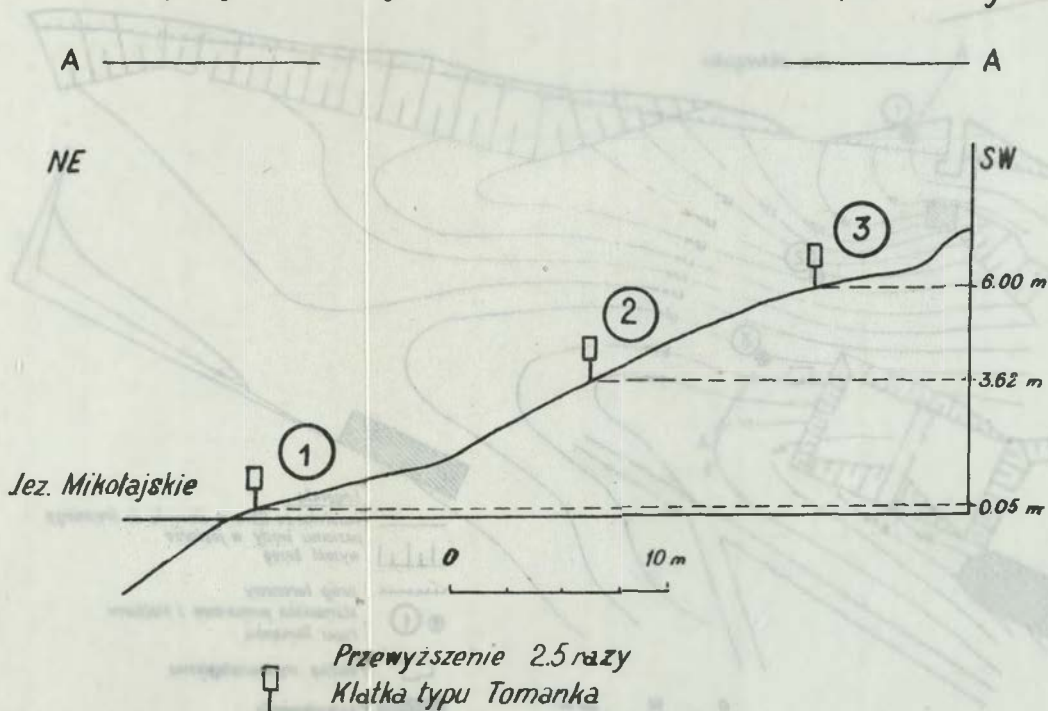
czony w kierunku poziomym do 15-20 m, a w kierunku pionowym do 2-3 m.

Wpływ jeziora, w okresie z otwartą powierzchnią wody, ujawnia się trwale.

L I T E R A T U R A

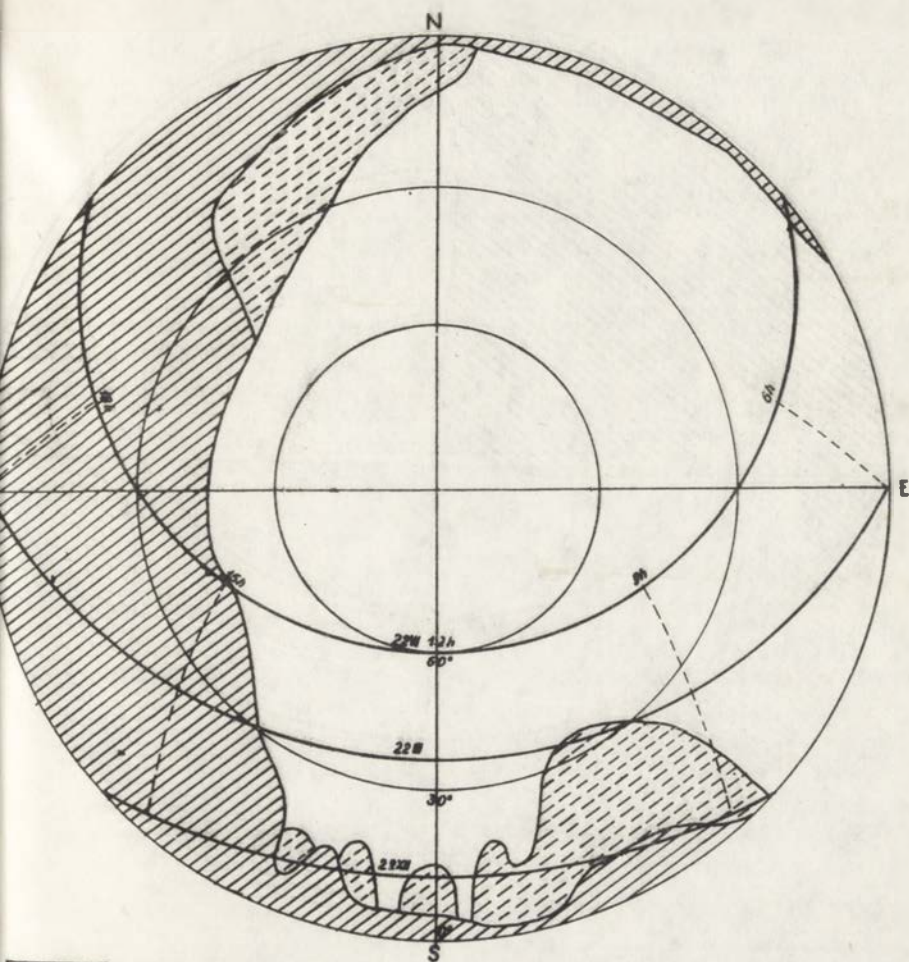
1. Aichele, H. 1953. Lokalklimatische Froststudien am westlichen Bodensee. Meteorologische Rundschau, H. 7/8.
2. Aichele, H. 1951. Frostgefährdete Gebiete in der Baar. Eine kleinklimatische Geländekartierung. Erdkunde, H.1.
3. Defant, A. 1935. Der Einfluss des Baikalsees auf das Klima seiner Umgebung. Hyllningskrift till ägnat Sven Hedin. Stockholm. Streszczenie: Inter. Rev., 37, 1938.
4. Dobrowolski, A. 1923. Historia naturalna lodu. Warszawa.
5. Geiger, R. 1950. The climate near the ground. Cambridge.
6. Guziński, R. 1951. Meteorologia i klimatologia dla rolników. Warszawa.
7. Kaczorowska, Z. 1953. Wpływ zbiorników wodnych na klimat lokalny. Gospodarka Wodna, nr 9.
8. Kostin, S.I., Pokrowska, T.W. 1953. Klimatologija. Leningrad.
9. Lehmann, P. 1944. Gewässereinfluss auf die Umgebung. Berichte der Landwirtschaftlichen Forschungsanstalt des Generalgouvernement, B.1, H.1.

Przekrój wysokościowy terenu ze stanowiskami pomiarowymi



Ryc. 2

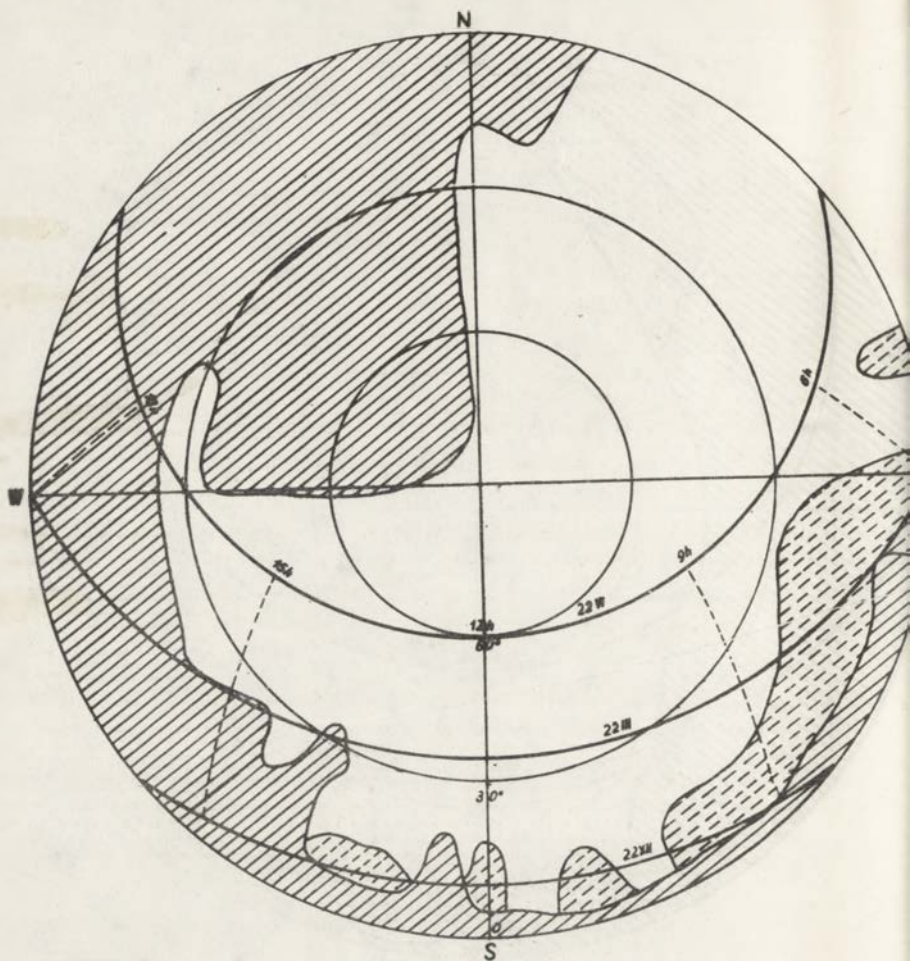
<http://rcin.org.pl>



Drzewostan zwarty

Pojedyncze drzewa

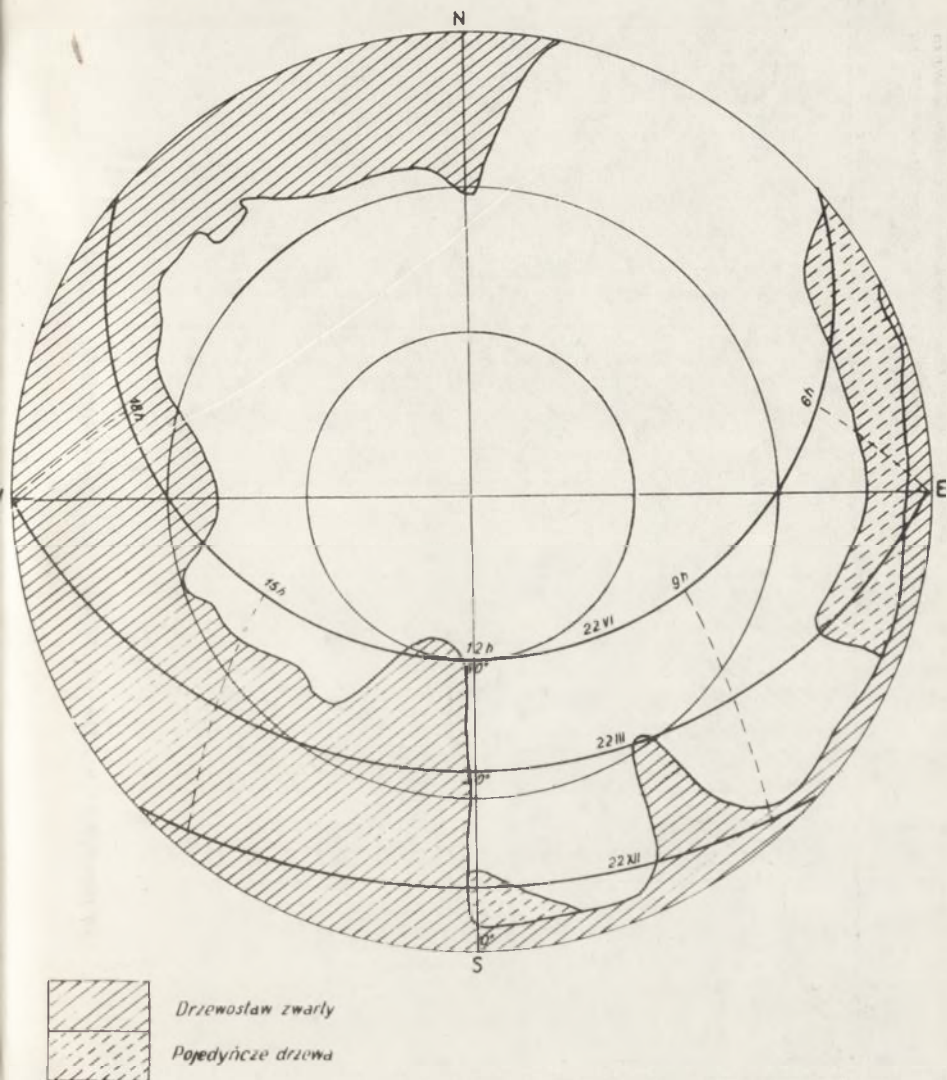
Ryc 3



Drzewostaw zwarty

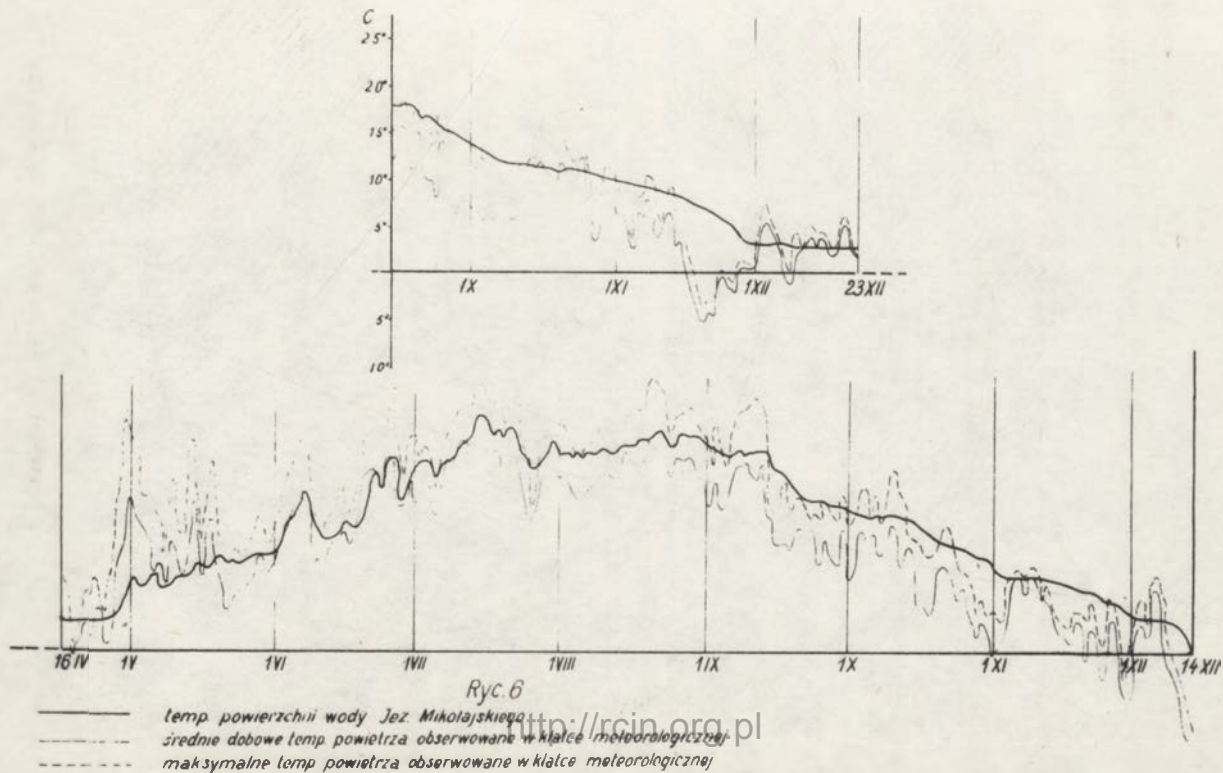
Pojedyncze drzewa

Ryc 4



Ryc 5

WYKRES TEMPERATUR POWIETRZA I POWIERZCHNI WODY W LATACH 1954-55



10. Peczely, G. 1958. A Balaton hatása a nedvertség és hőmérséklet alakulására. Időjárás.
11. Sapożnikowa, S.A. 1950. Mikroklimat i miestnyj klimat. Leningrad.
12. Synowiec, A. 1961. Morfometria Jeziora Mikołajskiego. Dokumentacja Geograficzna.
13. Wojejkow, A.I. 1881. Nowyje dannyje o sutocznoj amplitudie tiempieratury, w osobiennosti wlijanije na niejo topograficzeskich usłowij. Izbrannyje soczinienija. 3. Moskwa 1953.
14. Wojejkow, A.I. 1909. Sootnoszenije tiempieratur wozducha i powierchnosti wody. Izbrannyje soczinienija, 3. Moskwa 1953.

Hanna KOROLCÓWNA

POKRYWA LODOWA NA JEZIORZE MIKOŁAJSKIM
W LATACH 1952/3 - 1957/8

Badania pokrywy lodowej na Jeziorze Mikołajskim prowadzone były od roku 1952 do 1 stycznia 1957 przez mgr A. Synowca, a od 1 lutego 1957 roku kontynuuje je autorka. Do 5 lutego 1957 r. pomiar grubości pokrywy lodowej był wykonywany tylko w jednym miejscu, przy pomocy Stacji Hydrobiologicznej czyli przy brzegu zachodnim w północnej części jeziora, znacznie węższej niż część południowa. Od 5 lutego 1957 r. zwiększono ilość punktów pomiarowych - ostatecznie przy końcu zimy 1956/7 r. osiągnęła liczbę 27. Znaczna ich ilość skupiała się na mniejszej przestrzeni, w północnej części jeziora. Część południowa nie została objęta pomiarami. Dwa razy dokonano pomiarów na południowym krańcu jeziora, w wyjściach na jeziora Śniardwy i Bełdany. W ciągu zimy 1957/8 roku brak ten został częściowo uzupełniony. Rozmieszczenie linii i punktów pomiarowych uwidoczniło na mapce /ryc.1/.

Pomiary wykonywane były według instrukcji Państwowej Służby Hydrologicznej. Po wybiceniu niewielkiej przerębli o takiej średnicy, by przeszła przez ten otwór stopka miarki do mierzenia grubości lodu. zanurza się miarkę w wodzie, następnie zaczepta o dolną powierzchnię pokrywy lodowej tak, aby pionowe ramię miarki było jak najbliższej górnej krawędzi lodu. Podziałka na pionowym ramieniu miarki

pozwała odczytać grubość warstwy lodu. Trzeba jednak wziąć pod uwagę, że przerębła nie ma ścianek pionowych - otwór od góry zwęża się ku dołowi, ramienia pionowego miarki nie można więc przysunąć do krawędzi przerębli, co znacznie utrudnia dokładny odczyt. Stosowanie poziomej listewki położonej w poprzek przerębli, by na jej poziomie można było odczytać grubość lodu, nie rozwiązuje zadowalająco sprawy po pierwsze dlatego, że powierzchnia lodu najczęściej nie jest równa lub pokryta przymarzniętym śniegiem, listewka często leży za wysoko, podnosząc sztucznie rzeczywistą grubość lodu, po drugie dlatego, że już przy kilku stopniach mrozu listewka położona w poprzek przerębli, gdzie styka się z wodą i mokrymi kawałkami lodu, pokrywa się przymarzającymi do niej od razu bryłkami lodu tak silnie, że nie dają się one oderwać. Ta okoliczność ze swej strony powoduje, że listewka leży wyżej od powierzchni lodu, co również zwiększa pozornie jego grubość i ostatecznie odczyt może dać wartość większą od właściwej o 1-2 cm.

Przy wybijaniu przerębli od dolnej powierzchni pokrywy lodowej odpryskują mniejsze i większe odłamki lodu. Przy zastosowaniu miarki o krótkiej stopce, można zaczepić nią nie o spód lodu, lecz wyżej i odczytać grubość lodu znacznie mniejszą niż rzeczywistą.

Te trudności i niedokładności niemal całkowicie usuwa zastosowanie świdra, który wywierca otwór o pionowych ściankach, dzięki czemu pionowe ramię miarki przylega do ścianki otworu i styka się bezpośrednio z krawędzią górną, pozwalając na łatwiejszy i do-

kładniejszy odczyt grubości lodu. Świder, prawie nie powoduje odprysków na dolnej krawędzi lodu. Tak jednak ze względu na możliwe nierówności dolnej powierzchni lodu jak i na nierówną najczęściej jego górną powierzchnię, nawet przy użyciu świdra, dokonuje się pomiaru kilka razy obracając miarkę w otworze i dopiero na tej podstawie ustala się grubość pokrywy lodowej w danym punkcie. Przy pomiarach dokonywanych w przerębli zasada ta również obowiązuje.

Pomiar następny prawie nigdy nie może być wykonany w tym samym punkcie, gdzie ostatnio była wyrębana przerębla lub wywiercony otwór. Pokruszone odłamki lodu łącznie z wodą, a często i ze śniegiem zamarzając tworzą chropowatą wypukłość wyższą od otaczającego lodu. Od spodu brzegi przerębli obmarzają tworząc również zgrubienia, a w samym otworze pod cienką warstwą zmarzniętą z wierzchu, woda sięga wyżej niż pod nienaruszoną pokrywą lodową. Trzeba więc przeręblę wybijać obok, gdzie lód nie jest zniekształcony poprzednim pomiarem. Przy rosnącej grubości lodu wzrasta górny obwód otworu i ilość usuwanego z niego na bok materiału, a to staje się przyczyną większych odległości między punktami pomiaru, sięgających niekiedy do jednego metra. W takiej odległości lód może często różnić się od lodu w poprzednim miejscu pomiaru nawet o kilkanaście centymetrów /tab.1/. Tak więc dane odnoszące się do jednego punktu pomiarowego dotyczą w rzeczywistości przestrzeni kilku metrów, a porównywalność otrzymywanych w ten sposób wyników pomiarów /zwłaszcza porównywaniu dwu pomiarów następujących jeden po drugim i sądzenie stąd o przyrastaniu lub ubywaniu grubości pokrywy lodowej/ jest dość

względna. Największą względną dokładność można osiągnąć przy użyciu świdra, który wywierca otwór o średnicy kilku centymetrów i dzięki temu pozwala znacznie zbliżyć miejsca pomiarów do siebie; w ten sposób osiągnąć można dane odnoszące się do stosunkowo niewielkiej powierzchni. Wówczas błędy powstałe w wyniku przesuwania punktu pomiaru grubości pokrywy lodowej będą znacznie mniejsze.

Pomiary grubości pokrywy lodowej tylko przy pomocy Stacji Hydrobiologicznej były w zasadzie wykonywane codziennie. Przy zwiększeniu liczby punktów pomiarowych codzienne wykonywanie wszystkich pomiarów stało się niemożliwe, ze względu na zbyt duże odległości dzielące poszczególne linie i punkty pomiarów od siebie. Przy grubszym lodzie samo wybicie przerebli trwa około 10 minut przy 30 punktach pomiarowych /w zimie 1957/8/ daje to 300 minut t.j. 5 godzin. Warto dodać, że do wyjątków należy pokrywa lodowa, po której można się poruszać swobodnie na łyżwach, nartach lub pieszo. Czasem lód jest nierówny i pokryty wodą, czasem tworząca się po odwilży nowa skorupa lodowa oddzielona jest od starej warstwą wody lub mokrego śniegu i załamuje się przy każdym kroku. Tworząca się pod wpływem wiatru na gładkiej powierzchni lodu zasypany śnieżne wpływają także na zwolnienie tempa poruszania się po powierzchni jeziora. Dokonanie pomiarów we wszystkich punktach pomiarowych okazało się możliwe tylko przy użyciu świdra mechanicznego. Ten jednak nie może się poruszać po lodzie zbyt słabym, przy grubszej pokrywie śnieżnej i zaspach. W zimie 1958 r. mógł być użyty tylko kilka razy.

Grubość pokrywy lodowej
w wyjściu z Jez. Mikołajskiego na Jez. Śniardwy
w zimie 1957/8 r.

Grubość pokrywy lodowej w centymetrach

T a b e l a 1

Data	Cypel pn	Granica trzcin	Nurt	Brzeg pd	U w a g i
4.I	15,0	17,5	17,0	17,0	Śnieg na lodzie
11.I	18,5	20,0	20,5	18,0	" " "
15.I	18,0 /13,5, 8,0/	24,5	23,0 /25,0, 20,0/	22,0	Dwie warstwy lodu
18.I	11,5 ^x	22,0	23,0	23,0	^x Dziury dokoła trzcin w pobli- żu punktu pomiaru
21.I	16,0	23,5	23,0	23,0	
30.I	27,0	31,0	31,0	28,0	

7.II	20,0	29,0	29,0	30,0	x 3 m od miejsca pomiaru woda wolna. Grubość lodu na krańdździ - 5 cm
17.II	19,0 ^x	25,0	29,0	25,0	
21.II	19,0	26,5	26,0	25,0	
25.II	20,0	29,0	31,0	29,0	
9.III	20,0	33,5	31,0	32,5	Śnieg na lodzie
12.III	15,0	33,0	30,0	32,0	" " "
18.III	20,0	35,0	32,0	32,0	" " "
22.III	23,0	36,0	29,0 ^x	33,0	x Znak w miejscu pomiaru zasypany śniegiem. Miejsce pomiaru ocenione w przybliżeniu. Śnieg na lodzie
26.III	27,0	37,0	30,0	33,0	
29.III	28,0	37,5	29,0	33,0	
4.IV	28,0	38,0	27,0	32,0	Woda pod śniegiem
9.IV	23,0	40,0	23,0	34,0	Nowa warstwa lodu ze stopniałego śniegu.
12.IV	11,0	30,0	32,0 ^x /13,0/	20,0 /10,0/	x Liczba bez nawiasu - cała warstwa lodu; w nawiasie - lód zwarty. 20 m od punktu pomiaru ku środkowi jeziora 30,0 /12,0/.
23.IV	0,0	21,0	0,0	?	

Sytuacja układa się jednak o tyle korzystnie, iż pomiary codzienne są najbardziej pożądane na początku i przy końcu okresu zlodzenia jeziora. Tak zaś na początku jak i przy końcu zimy nie można dokonywać pomiarów na wszystkich liniach i we wszystkich punktach. Gdy pokrywa lodowa się utworzyła, rozpoczynano pomiary od punktów i linii najłatwiej dostępnych, gdy jej grubość na wiosnę malała, opadały stopniowo linie i punkty, do których dojście grozi załamaniem się pokrywy lodowej. Przy małym zasięgu pomiarów możliwe jest wykonywanie ich codzienne. Skoro pokrywa lodowa osiągnie 15-20 cm grubości, zmiany nie następują już tak szybko, wystarczy więc pomiar co trzy-cztery dni. Podział jeziora na trzy części: północną, środkową i południową pozwalał zasadniczo na dokonywanie pomiarów co trzy dni; dzień wolny od pracy powodował w tej lub innej części jeziora przerwę czterodniową. Przy małej, trzyosobowej obsadzie Stacji, brak jednego pracownika, nastęrczał poważne trudności i był kilkakrotnie przyczyną dłuższej niż czterodniowa przerwy w pomiarach. Największe jednak, trudne do uzupełnienia luki zimą roku 1957/8 powstały wskutek dwukrotnego udziału całej obsady Stacji, łącznie ze sprzętem, w pomiarach batymetrycznych pobliskich jezior.

O k r e s t r w a n i a p o k r y w y l o d o w e j i j e j m a k s y m a l n a g r u b o ś ć. Z wykresu /ryc.2/ można prześledzić czas trwania pokrywy lodowej w poszczególnych latach w okresie sześciu lat obserwacji. Zestawienie dat powstania i zniknięcia pokrywy lodowej oraz jej maksymalnej grubości w tym okresie na Jez. Mikołajskim podaje tabela 2.

T a b e l a 2

/grubość lodu w cm/

Wyszczególnienie	1952/3	1953/4	1954/5
Pojawienie się pokrywy lodowej	8.XII	22.XII	4.I
Zniknięcie pokrywy lodowej	30.III	16.IV	16.IV
Maksymalna grubość lodu	30	39	35

Wyszczególnienie	1955/6	1956/7	1957/8
Pojawienie się pokrywy lodowej	14.XII	27.XII	16.XII
Zniknięcie pokrywy lodowej	23.IV	26.III	27.IV
Maksymalna grubość lodu	40	19	47

Pojawienie się pokrywy lodowej waha się zatem w latach 1952/3 - 1957/8 od 8.XII - 4.I, zniknięcie jej od 26.III do 27.IV. Ilość dni z pokrywą lodową wynosi od minimum 90 dni w zimie 1956/7 r. do maksimum 133 dni w zimie 1957/8 r. /średnia 115 dni/. Te same dane dotyczące sąsiedniego jez. Tałty przedstawiają się następująco.

Złodzenie jez. Tałty w latach 1901-1939

Liczba dni z pokrywą lodową: najmniejsza 58
średnia 97
największa 127

Data pojawienia się pokrywy lodowej:
 najwcześniejsza 18.XII
 średnia 26.XII
 najpóźniejsza 1.I

Data zniknięcia pokrywy lodowej:
 najwcześniejsza 13.II
 średnia 1.IV
 najpóźniejsza 28.IV

Badania nad zlodzeniem jez. Tałty nie były prowadzone systematycznie od 1901 roku, lecz okresami, a mianowicie: w roku 1901, od roku 1904 do 1910 i od 1937 do 1939. Poniżej przytaczamy dane dotyczące zlodzenia jez. Tałty w latach 1937-1939 /tabela 3/.

T a b e l a 3

Wyszczególnienia	1937	1938	1939
Pierwszy lód	30.XII	24.XII	17.XII
Ostatni lód	12.IV	6.III	26.III
Pojawienie się pokrywy lodowej	31.XII	25.XII	18.XII
Zniknięcie pokrywy lodowej	10.IV	6.III	13.II

Przy wodowskaziu "Kula", który znajduje się na krótkim przekopie łączącym Niegocin z Jeziorem Jagodnem w latach 1931-1934 /z luką w latach 1932 i 1933/ najkrótszy okres pokrycia lodem wynosił 34 dni, najdłuższy - 146 dni, średni - 89 dni. Data pojawienia się lodu wahała się pomiędzy 26.XI a 5.I, data zniknięcia jego od 16.II do 27.IV.

W porównaniu z danymi z Jeziora Mikołajskiego Jezioro Tałty ma krótszy okres zlodze-

nia, przy wodowskazie Kula uderza o wiele większa rozpiętość tego okresu /od 34 dni - na Jeziorze Mikołajskim 90 dni, do 146 dni - na Jez. Mikołajskim 133 dni/. Wszystkie te dane są albo zbyt fragmentaryczne, albo obejmują zbyt krótki okres czasu, by mogły służyć za podstawę do wyciągania ogólniejszych wniosków.

Najmniejsza wartość maksymalnej grubości pokrywy lodowej: 19 cm przy Stacji Hydrobiologicznej przypada na dni 4 i 5.I.1957 r. W czasie od 8.I do 1.II grubość lodu nie była mierzona w ogóle, może więc w tym czasie osiągnęła większą wartość niż podana. Jest to prawdopodobne ze względu na ujemne w tym czasie wartości temperatury powietrza /ryc.3/. Bezwzględne maksimum 24 cm wystąpiło w dniu 18.III w zacienionej zatoce, 15 m od brzegu /ryc.1/, a zatem w miejscu nie uwzględnionym w poprzednich latach przy pomiarach grubości lodu.

Największą grubość 47 cm, przy Stacji Hydrobiologicznej, osiągnęła pokrywa lodowa w ciągu zimy następnego roku 1957/8 w dniach 9-12.IV; bezwzględne maksimum 54 cm wystąpiło w tej samej zacienionej zatoce 15 m od brzegu już dnia 25.III oraz powtórnie w dniach 9-14.IV. Prócz danych otrzymanych z zacienionej zatoki, maksimum przy Stacji Hydrobiologicznej zostało ~~przekroczona~~ jeszcze w następujących miejscach i dniach 1958 r.: na płyciźnie w wyjściu na jezioro Bełdany /pkt.3/ dnia 26.III osiągając wartość 49 cm. i na linii głęboczka /pkt 2 i 3/ dnia 8.IV., osiągając 48 cm.

Przebieg powstawania, utrzymywania się i zanikania pokrywy lodowej uzależniony jest od

zmian atmosferycznych występujących danej zimy w Europie Środkowej. Podczas zimy roku 1956/7 wyróżniającej się najskąbszą pokrywą lodową, zlodzenie nastąpiło stosunkowo późno, gdyż do końca grudnia 1956 r. zalegały nad Europą Środkową masy powietrza polarnomorskiego. Wyż skandynawski niosący z sobą powietrze polarno-kontynentalne i spadek temperatury do -10°C , przy słabych wiatrach wschodnich, zapanował nad terytorium Polski 26.XII, a 27.XII utworzyła się na Jeziorze Mikołajskim pokrywa lodowa. Już w pierwszych dniach stycznia 1957 r. wyż ustąpił miejsca masom cieplejszego powietrza napływającym z zachodu. W związku z tym, w pierwszej dekadzie stycznia utrzymywały się dodatnie temperatury powietrza. Po krótkotrwałym wyżu, z którym w połowie stycznia napłynęło powietrze chłodniejsze, ustaliło się w ostatniej dekadzie stycznia nad obszarem Polski powietrze polarno-morskie z wahaniami temperatury około 0°C , z przewagą temperatur ujemnych. Stan ten uległ w lutym zmianie o tyle, że po przejściu frontu ciepłego temperatura podniosła się powyżej 0°C . Pokrywa lodowa, której grubość 1.II nie dochodziła do 20 cm, uległa znacznemu osłabieniu już w pierwszej dekadzie lutego. Przez cały ten miesiąc lód był niedostępny. Dopiero w pierwszej dekadzie marca wystąpił niewielki spadek temperatury związany z układem wysokiego ciśnienia, co wzmocniło pokrywę lodową, a chwilowy spadek temperatury po 15.III pozwolił na wystąpienie maksymalnej grubości lodu w zacienionej zatoce. Napływające z północo-zachodu masy ciepłego powietrza i opady deszczu spowodowały zniknięcie pokrywy lodowej w końcu marca.

Zima 1957/8 r. rozpoczęła się wcześniej niż w roku poprzednim. W drugiej dekadzie grudnia 1957 r. Polska znalazła się na skraju wyżu skandynawskiego, który przesuwając się stopniowo ku południo-wschodowi 16.XII objął swym wpływem Polskę. Związany z tym spadek temperatury poniżej -10°C i cisza, sprzyjały pokryciu się jeziora taflą lodową. W ostatniej dekadzie grudnia napłynęły z północo-zachodu masy ciepłego powietrza polarno-morskiego, powodując wzrost temperatury i opady w postaci deszczu lub mżawki. Wstrzymało to chwilowo przyrost grubości lodu. W początkach stycznia 1958 r. po przejściu nad Polską niewielkiego wyżu, który przyniósł z sobą powietrze chłodniejsze, zaległo znów powietrze polarno-morskie z temperaturą wahającą się około 0°C i opadami deszczu lub mżawki, rzadziej śniegu. Jednak spadek temperatury, a potem jej wahania około 0°C wpływały na stały, choć nierównomierny przyrost grubości pokrywy lodowej. Dopiero ostatnia dekada stycznia przyniosła znaczne ochłodzenie /poniżej -10°C / związane z rozbudowaniem się nad Europą Środkową krótkotrwałego wyżu.

Przez cały prawie luty zalegało powietrze polarno-morskie z niewielkimi opadami deszczu, śniegu lub mżawki przy przeważających wiatrach północno-zachodnich i zachodnich. Temperatura znów wahała się około 0°C ; pokrywa lodowa, która osiągnęła w końcu stycznia 38 cm, straciła 5 cm grubości. Ponowny przyrost rozpoczął się 24.II gdy nad Polską zapanował wyż bałtycki.

W marcu, kolejne zmiany wyżów i niżów przy utrzymywaniu się nad Polską powietrza

polarno-kontynentalnego i ujemnych temperatur powietrza pozwoliły na utrwalenie się pokrywy lodowej, a nawet jej przyrastanie. Czynnikiem konserwującym pokrywę lodową stały się również opady śniegu. Pokrywa śnieżna zalegała przez cały marzec utrzymując się w granicach między 12 a 22 cm. Powietrze polarno-kontynentalne zalegało jeszcze przez pierwszą dekadę kwietnia toteż pokrywa lodowa osiągnęła wówczas /9-12,IV/ swą maksymalną grubość. Dopiero w drugiej dekadzie kwietnia temperatura powietrza podniosła się powyżej 0°C pod wpływem wylądu przesuwanego się z nad Morza Czarnego ku północy, później zaś napływ powietrza polarno-morskiego z opadami deszczu spowodował ostateczne zniszczenie pokrywy lodowej 27.IV.

Z wykresu /ryc.3/ możemy nadto odczytać, że maksymalna dla danej zimy grubość pokrywy lodowej występuje najwcześniej w ostatniej dekadzie stycznia, najpóźniej w pierwszej połowie kwietnia. Wykres ilustruje również fakt, że wyższe maksima grubości pokrywy lodowej zostają osiągnięte nie dzięki bardzo niskim temperaturom powietrza, lecz przez długotrwałe utrzymywanie się stanu zlodzenia, choćby przy niewielkich wartościach temperatur ujemnych. Jako przykład może służyć porównanie wartości temperatur i grubości pokrywy lodowej podczas zimy 1953/4 i 1955/6 r. z tymi samymi danymi zimą 1957/8 r. Tak w 1953/4 jak 1955/6 r. średnia dzienna temperatura powietrza przez okres miesiąca /a nawet dłużej/ utrzymywała się średnio poniżej -10°C i ani razu nie osiągnęła 0°C, kilkakrotnie zaś przekraczała znacznie - 20°C. Mimo to pokrywa lodowa nie osiągnęła takiej grubości jak zimą 1957/8 r., która choć trwała długo, miała jednak przebieg łagodny. Nie tylko średnie dzien-

ne, ale nawet minimalne dzienne temperatury powietrza nie osiągnęły ani razu -20°C , nieprzerwany zaś mróz trwał niecały miesiąc wahając się nieco poniżej 0°C /jednorazowe minimum -10°C /. A jednak grubość pokrywy lodowej wzrastała stopniowo do 47 cm, gdy podczas dwóch pozostałych zim maksymalne wartości grubości pokrywy lodowej wynosiły: w 1953/4 - 39 cm, w 1955/6 - 40 cm.

Z r ó ż n i c o w a n i e p r z e -
s t r z e n n e p o k r y w y l o d o -
w e j. Mniejszy zasięg pomiarów grubości pokrywy lodowej w początkowym i końcowym stadium jej występowania wynika stąd, że pokrywa lodowa od początku okresu zlodzenia jeziora, wykazuje nierówną grubość tafli lodowej w różnych punktach jeziora. Różnice, początkowo nieznaczne, potęgują się w miarę trwania pokrywy lodowej, jak na to wskazują wykresy /ryc.4,5,6/ i załączona tabela /tab. 4/. Sądząc z wykresów można byłoby wnosić, że grubość pokrywy lodowej jest początkowo niemal jednakowa w różnych punktach pomiarowych, a różnicuje się w miarę narastania lodu. Narastanie to w poszczególnych punktach jeziora postępuje nierównomiernie, jak to wiadać z wykresu /ryc.7/. Z porównania dat wynika, że początkowo przyrost jest znaczniejszy, gdy zaś lód jest grubszy przyrastanie postępuje wolniej.

Na podstawie danych z tabeli można przyjąć, że powierzchnia jeziora pokrywa się warstwą lodu prawie równej grubości; od początku jednak istnieją niewielkie różnice, a przede wszystkim pozostają niewielkie przestrzenie otwarte /ryc.1/, które jeśli w ciągu zimy pokryją się lodem, nie mogą

już nadrobić różnicy w stosunku do miejsc ściętych lodem najwcześniej i prawie zawsze pokrywa lodowa pozostaje w tych miejscach cieńsza przez całą zimę. Zdarza się jednak, że miejsca o lodzie początkowo słabszym osiąga w końcu zimy największą grubość pokrywy lodowej, na przykład na płyciźnie w wyjściu na jezioro Bełdany /pkt 3/ początkowo lód był wybitnie cienki, a w pierwszej dekadzie marca osiągnął 45 cm grubości, gdy druga z kolei wartość /pkt 1/ wynosi zaledwie 40 cm /tab.4 i ryc.6/.

Na podstawie różnic grubości pokrywy lodowej w różnych punktach Jeziora Mikołajskiego można w oparciu o dane z zimy 1957/8 r. stwierdzić, że wartości te wahały się od 0 cm, co oznacza, że przez całą zimę było na Jeziorze Mikołajskim miejsce otwarte /przy północnym krańcu jeziora/, do 54 cm w zacienionej zatoce. Uderzająca jest stosunkowo mała odległość tych krańcowych co do grubości pokrywy lodowej punktów w porównaniu z rozmiarami całego jeziora.

Porównanie grubości pokrywy lodowej w tym samym dniu w kilku miejscach jeziora pozwala stwierdzić, że wahania są dość znaczne, nawet zimą 1956/7, która w ciągu sześciu lat miała najcieńszą pokrywę lodową; grubość lodu przy Obserwatorium PIHM /pkt 3/ wynosiła 10 - 12 cm do 22 cm w zacienionej zatoce 15m od brzegu /pkt 1/. Podczas zimy roku 1957/8 różnice są większe, wynoszą dla tych samych punktów 12 cm - od 42 cm przy Obserwatorium PIHM a do 54 cm w punkcie zacienionej zatoki.

Załączona mapka /ryc.8/ jest próbą przedstawienia różnic w grubości pokrywy lodowej

przy pomocy linii równych grubości lodu charakterystycznych dla danego dnia na całej powierzchni jeziora. W celu zilustrowania tego zjawiska wybrano dzień, w którym w większości punktów pomiarowych lód wykazywał maksymalną dla danej zimy grubość /9.IV. 1958 r./.

Zależność grubości pokrywy lodowej od temperatury powietrza. Powstanie pokrywy lodowej i czas jej trwania uzależnione są od ujemnych wartości temperatury powietrza. W listopadzie jednak, nawet przy kilkudniowych mrozach wahających się około -10°C na Jeziorze Mikołajskim nie tworzy się jeszcze pokrywa lodowa, gdyż masa wody nie osiągnęła dość niskiej temperatury. Tworzą się bryłki lodu przy łożygach trzciny, przy palach wystających z wody, wreszcie cienka warstewka przy brzegach, ale cała powierzchnia wody pozostaje wolna.

Pokrywa lodowa w ciągu omawianych sześciu lat powstała najwcześniej 8.XII. Z wykresów /ryc.3/ widać, że im grubość lodu mniejsza, tym szybciej reaguje ona na niewielkie nawet wahania temperatury powietrza. Zmniejszeniu się mrozu odpowiada zahamowanie przyrostu grubości pokrywy lodowej, a każda odwilż powoduje jej ubytek. Przy lodzie grubszym wahania temperatury powietrza znajdują swój odpowiednik w wahanach grubości pokrywy lodowej w zarysach ogólniejszych, to znaczy kilkudniowa odwilż powoduje zahamowanie przyrostu grubości lodu, a dłuższe jej trwanie wywołuje jego ubytek. Przyrost grubości następuje dopiero po kilku dniach nieprzerwanego mrozu; oczywiście im odwilż czy mróz

są silniejsze, tym szybciej wpływ ich uwydatnia się na grubości pokrywy lodowej. Zmiany grubości lodu przeważnie nie są wtedy uchwytne z dnia na dzień, jak to miało miejsce przy pierwszej cienkiej pokrywie lodowej. Dlatego właśnie codzienne pomiary są konieczne na początku i przy końcu istnienia pokrywy lodowej, natomiast w okresie, gdy grubość jej jest większa od 20 cm wystarczają pomiary co trzy dni.

Pierwszy lód zjawia się przy brzegach i przedmiotach ulegających szybszemu ochłodzeniu niż woda, jak łądygi trzciny, pale, kamienie i w tych samych miejscach rozpoczyna się zanikanie lodu, gdyż te same przedmioty ogrzewają się też prędzej niż woda. Pokrywa lodowa tworzy się zwykle w ciągu kilku godzin, najczęściej w nocy; w dzień często występuje jeszcze częściowe zniknięcie pokrywy pod wpływem dodatniej temperatury powietrza, pod wpływem działania słońca lub wiatru - ostateczne jej ustalenie się, zależne jest przede wszystkim od ujemnych temperatur powietrza. Cisza ułatwia powstanie pokrywy lodowej, silny wiatr powstanie jej opóźnia.

Podobnie jak tworzenie się lodu rozpoczyna się od przedmiotów szybciej się oziębiających niż woda, tak samo i jego tajanie wiąże się z tymi samymi przedmiotami, które też prędzej się nagrzewają. Lód zaczyna topnieć przy brzegach, wskutek tego powstaje przestrzeń wody wolnej od lodu między brzegiem, a zalegającą jeszcze całe jezioro pokrywą lodową. Każdy palek, każda łądyga trzciny tkwi w wytopionym otworze. Grubość lodu w pobliżu tych miejsc jest również mniejsza, gdyż lód traci swą grubość stopniowo aż do 0 cm na

krawędzi graniczącej z przestrzenią wolną od lodu. Lód między trzcinami, gdzie niewielkie otworki wokół poszczególnych łądyg wpływają na zmniejszenie grubości lodu, jest tym cieńszy na całej przestrzeni zarośniętej trzciną, im rośnie ona gęściej.

Odejście pokrywy lodowej od brzegów decyduje o jej niedostępności. Najdłużej można wykonywać pomiary z pomostów, ale i od nich lód się oddala uniemożliwiając pomiar. Na Jeziorze Mikołajskim najdłużej, bo do dnia zejścia pokrywy lodowej, dokonywane były pomiary w zacienionej zatoce przy zachodnim brzegu jeziora, którego ustawienie w stosunku do stron świata i wysokość oraz zalesienie nie pozwalają na bezpośrednią insolację, decydując o większej grubości pokrywy lodowej i jej dostępności do końca okresu zlodzenia, gdyż nie topnieje ona przy zimnym nie-nasłonecznionym brzegu.

Warto jeszcze wspomnieć, że gdy pokrywa lodowa nie osiągnie w ciągu zimy większej grubości, jak to miało na przykład miejsce w zimie 1956/7 r. i wskutek tego znika stosunkowo wczesnie /26.III/, gdyż cienka tafla lodu łamie się pod działaniem wiatru i fal, a drobna, cienka krawędź szybko topnieje - temperatura wody pozostaje jednak niska i niewielki jej spadek może być przyczyną pokrywania się jeziora taflą lodową. Po zniknięciu pokrywy lodowej 26.III.57 od 29.III do 4.IV jezioro zamarzało w nocy mimo, że termometr minimalny w klatce meteorologicznej nie wykazywał temperatur ujemnych. Powstawaniu tej warstewki lodu grubości 3-4 cm sprzyjała zupełna cisza; w tych warunkach wystarczał spadek temperatury poniżej 0°C nad samą powierzch-

nią wody, by jezioro pokrywało się lodem. Tafla ta topniała w słońcu około godziny 10-11, by utworzyć się ponownie następnej nocy.

W zimie 1957/8 roku, kiedy pokrywa lodowa dotrwała prawie do maja /zniknęła 27.IV/ o podobnym zjawisku nie mogło już być mowy, temperatura wody bowiem podnosiła się bardzo szybko. Przeciwnie - mimo zalegania na jeziorze grubej pokrywy lodowej nie była ona dostępna już od połowy kwietnia, gdyż lód upodobnił się do topniejącego śniegu, w którym nogi grzęzną, nie natrafiając na twardsze podłoże. Przyczyną tego był znacznie dłuższy okres nasłonecznienia w końcu kwietnia niż w końcu marca powodując, że gdy tylko temperatura powietrza podniosła się powyżej 0°C lód topniał o wiele szybciej, niż przy tej samej temperaturze o miesiąc wcześniej.

Grubość lodu nie zależy jednak wyłącznie od temperatury powietrza, choć ona decyduje o powstaniu, istnieniu i zanikaniu pokrywy lodowej. Gdyby jedynym czynnikiem decydującym była temperatura powietrza, grubość pokrywy lodowej miałyby w tych samych dniach tę samą wartość we wszystkich punktach pomiarowych. Taki mniej więcej obraz dają wyniki pierwszych pomiarów z dnia 20.XII.57 /tab.4/, gdzie na dziewięć pomiarów pięć waha się między 12 a 12,5 cm. Ale trzy inne sąsiadujące z sobą punkty trzymają się wartości 11 i 11,5 cm, a w jednym lód osiąga zaledwie 9,5 cm grubości. Porównanie tych danych z późniejszymi pomiarami w tych samych punktach wykazuje kształtowanie się i stopniowe wzrastanie różnicy w grubości pokrywy lodowej.

Początkowa różnica między punktem pomiaru przy Stacji Hydrobiologicznej a takim samym

punktem przy Obserwatorium PIHM wynosi 0,5 cm, w pierwszych dniach stycznia 1958 roku 1,5 - 2 cm, by wzrosnąć w połowie kwietnia do 7 cm. Przytoczone w tabeli pomiary z zimy 1956/7 roku wykazują to samo zjawisko, choć odpowiednio do małych wartości grubości pokrywy lodowej i różnice są mniejsze, osią-gają jednak w pierwszej dekadzie marca 3 cm. Różnice te są tym bardziej zastanawiające, że średnia dzienna temperatury powietrza na brzegu wschodnim, mierzona na stacji PIHM, jest na ogół w zimie nieco niższa niż na Stacji Hydrobiologicznej. Przyczyną jest odsłonięcie brzegu wschodniego w przeciwień-stwie do zaskóniętego lasem brzegu zachod-niego. Wpływ temperatury powietrza nie tłu-maczy więc w żadnym razie mniejszej gruboś-ci lodu przy wschodnim brzegu jeziora.

Występowanie mniejszych wartości między wyspą a starym kąpieliskiem wskazuje na istnienie tu czynnika wpływającego na zmniej-szenie grubości pokrywy lodowej, co jest tym bardziej uderzające, że leżące na zachód od wyspy dwa punkty mają te same wartości co punkty położone między Stacją Hydrobiolo-giczną a Obserwatorium PIHM, choć jak widać z mapy /ryc.8/ odległość między tymi dwoma liniami pomiarów wynosi około 1 km. Dalszy przegląd grubości lodu w tych punktach /tab. 4/ pozwala stwierdzić, że przy wyspie utrzymuje się w ciągu całej zimy pokrywa lodowa wyjątkowo cienka, bardzo małe wartości wy-stępują w punkcie pomiarowym przy starym kąpielisku i niewielkie w punkcie sąsiednim, leżącym między starym kąpieliskiem a wyspą. Większą grubość ma stale pokrywa lodowa na zachód od wyspy, choć ustępuje ona stopnio-wo grubości lodu między Stacją Hydrobiolo-

ciczną a Obserwatorium PIHM. Z danych w dniach 11-12.I.58 pozwalających porównać grubość pokrywy lodowej w dwudziestu dziewięciu punktach okazuje się, że maksymalną grubość miała ona przy Stacji Hydrobiologicznej - 24 cm, minimalną przy wyspie - 13 cm, a zatem 11 cm różnicy na stosunkowo niewielkim obszarze, gdy miejsca oddalone o kilka kilometrów wykazują wartości pośrednie, choć także bardzo różne.

Przytoczone wyżej przykłady ~~okazują, że~~ oprócz temperatury powietrza na grubość pokrywy lodowej wpływają jeszcze inne czynniki, jak nasłonecznienie, głębokość jeziora, ruchy wody itp.

Z a l e ż n o ś ć p o k r y w y l o -
d o w e j o d n a s ł o n e c z n i e -
n i a .

Jednym z czynników modyfikujących grubość pokrywy lodowej jest nasłonecznienie powierzchni jeziora i brzegów, to zaś z kolei uwarunkowane jest ukształtowaniem i pokryciem brzegów oraz ich ustawieniem w stosunku do stron świata.

Przebieg poprzeczny jeziora między FWP "Złoty Widok" a starym kąpieliskiem /ryc.9/ oraz mapka /ryc.8/ pozwalają porównać budowę brzegu wschodniego i zachodniego wykazując, że na ogół brzeg zachodni jest wyższy niż wschodni. Prócz tego brzeg zachodni jest na znacznej przestrzeni pokryty lasem iglastym. Wprawdzie brzeg wschodni w miejscu gdzie stoi Obserwatorium PIHM jest wyższy i bardziej stromy niż przy Stacji Hydrobiologicznej, lecz jego ustawienie - pn.zach.-pd.wsch. - i brak lasu decydują o tym, że rzuca on cień na powierzchnię jeziora przy brzegu tylko w godzi-

nach rannych, a przez resztę dnia dostęp promieni słonecznych nie napotyka na przeszkody. Przy brzegu przesiwległym natomiast już przed południem na powierzchnię jeziora pada cień, sięgając w miarę przesuwania się słońca ku zachodowi coraz dalej od brzegu. Lekkie wygięcie linii brzegowej ku zachodowi tworzące płytką zatokę powoduje, że cień pada tu na jezioro jeszcze wcześniej niż w innych miejscach pomiarowych. Tutaj zalegał najgrubszy lód i najdłużej się utrzymywał tak w zimie 1956/7, jak 1957/8 roku. Zmniejszającemu się w miarę oddalania się od brzegu zasięgowi cienia odpowiadają malejące grubości pokrywy lodowej /tab.4/.

Dużą rolę odgrywa ukształtowanie pionowe i pokrycie brzegów. W sąsiedztwie zacienionej zatoki brzeg jest wysoki, stromy i porośnięty gęstym i wysokim lasem iglastym, dając w sumie maksimum cienia, a w rezultacie maksymalną grubość pokrywy lodowej. Potwierdza tę zależność porównanie grubości pokrywy lodowej w punktach takich jak przy Złotym Widoku, w zacienionej zatoce, przy Stacji Hydrobiologicznej i przy wyjściu na jez. Bełdany. Grubość pokrywy lodowej w dwu pozostałych punktach przy brzegu zachodnim, mianowicie na linii głęboczka i przy Kulino- wie nie wyróżnia się większą wartością od pozostałych punktów na tych liniach, a nawet wykazuje wartości mniejsze od wartości w pozostałych punktach tych linii. Częściowe uzasadnienie tego zjawiska znajdujemy w stosunkowo niskich brzegach i braku pokrycia ich lasem. Rosnące na brzegu duże pojedyncze olchy, choć zacieniają przyległą powierzchnię jeziora, nie dają jednak tak pełnego cienia jak zwarta ściana lasu.

Zestawienie różnic w grubości pokrywy lodowej przy brzegu zachodnim i wschodnim ilustrują wykresy /ryc.4,5,6/. Szczególnie wymowny jest wykres grubości pokrywy lodowej z zacienionej zatoce w odległości 15, 30 i 50 m od brzegu /ryc.4/. Początkowo grubość lodu nie jest większa niż przy Stacji Hydrobiologicznej /tab.4/ i dopiero w końcu lutego osiąga ona największe wartości. Na podstawie dokonanych pomiarów można stwierdzić, że im dalej od brzegu tym grubość lodu mniejsza, zgodnie z coraz krótszym okresem zacienienia tafli lodowej. Dalej, gdzie cień już nie sięga, dorywcze pomiary wykazywały zawsze grubość lodu nie różniącą się zasadniczo od jego grubości w innych miejscach na środku jeziora.

Wpływ samego nasłonecznienia nie zależnego od ukształtowania pionowego brzegów, a jedynie od ekspozycji miejsc badanych, mogą do pewnego stopnia ilustrować dane dotyczące pomiarów przy północnym i południowym brzegu w przejściu na jezioro Śniardwy /tab.1/. Punkt pomiarowy przy brzegu północnym, a zatem wystawionym na silne, prawie całodzienne nasłonecznienie miał mimo płytkiego dna stosunkowo cienką pokrywę lodową, po cieplejszych, a zwłaszcza słonecznych dniach odchodzącą od brzegu i w środku zimy pełną dziurkę wytopionych dokoła łodyg trzciny w czasie, gdy w żadnym innym miejscu lód wokół trzcin nie topniał. Dziurki bliżej siebie położone łączyły się w przestrzenie wolne od lodu o średnicy 15-20 cm, zwłaszcza w dni słoneczne, by po kilku bezsłonecznych dniach mrozu znów pokryć się lodem. Nigdy jednak nie osiągnął on tu znaczniejszej grubości.

Zestawienie wybranych wartości pomiarów grubości pokrywy lodowej na Jesiorze Mikołajskim w zimie 1956/7 i 1957/8 roku
Grubość pokrywy lodowej w centymetrach

Tabela 4

	Zima 1956/7 roku									Zima 1957/8 roku											
	4 - 5.II	15 - 16.II	22.II	5.III	18.III	23.III	20.III	27.III	2 - 4.I	11 - 12.I	21 - 23.I	30 - 31.I	7 - 8.II	17 - 19.II	25 - 27.II	12.III	27 - 29.III	12 - 14.IV	21.IV	27.IV	
Stacja Hydrobiologiczna - PIHM	1. Stacja Hydrobiologiczna	16,0	11,0	0,0	15,0	16,0	8,0	12,5	14,0	17,0	24,0	29,5	36,0	37,5	33,0	36,5	41,0	44,0	47,0	25,0	0,0
	2. Śródek	18,0	?	?	17,0	?	?	12,0	13,5	14,5	22,0	26,0	32,5	32,0	29,0	36,0	40,0	44,5	45,0	?	?
	3. PIHM	15,0	?	0,0	12,0	?	?	12,0	13,0	15,5	19,0	24,0	32,5	32,5	27,0	30,0	39,0	42,0	40,0	?	?
Złoty Widok - Stare Kapieliśko	1. Złoty Widok	19,0	8,0	11,0	15,0	18,0	10,0	12,5	13,0	15,0	20,5	26,0	32,0	25,5	28,0	33,0	36,0	39,0	41,0	20,0	9,0
	2.	16,0	?	?	?	?	?	12,0	13,5	13,0	19,5	26,0	30,0	33,0	26,0	33,0	36,0	39,0	40,0	?	?
	3. Wyspa	23,0	?	?	?	?	?	9,5	9,0	7,5	13,5	18,0	22,0	20,0	19,0	18,0	23,0	21,0	22,0	0,0	0,0
	4.	17,0	?	?	?	?	?	11,5	13,0	13,5	19,5	25,0	29,0	28,5	20,0	23,0	30,0	33,0	24,0	?	?
	5. Stare Kapieliśko	14,0	?	0,0	?	?	?	11,0	11,0	10,5	13,5	21,0	23,5	24,0	8,0 ^x	13,0	17,0	22,0	10,0	0,0	0,0
Mactekona satoka	1. 75 m od brzegu		20,0	19,0	22,0	24,0	20,0	11,0	14,0	12,0	21,5	26,5	31,5	29,0	31,0	38,0	45,0	53,0	54,0	40,0	17,0
	2. 30 m od brzegu		16,0	16,0	20,0	19,0	16,0									35,0	41,0	48,0	50,0	30,0	?
	3. 50 m od brzegu		15,0	15,0	18,5	19,0	15,0									35,0	40,0	46,5	47,0	25,0	?
	4. 70 m od brzegu																	44,0	47,0	25,0	?
Wysokie na Sniardwy	1. Brzeg północny								15,0	18,5	19,0	27,0	20,0	19,0 ^x	20,0	15,0	28,0	11,0			
	2. Granica trzcin	15,0							17,5	20,0	26,5	31,0	29,0	25,0	29,0	33,0	37,5	30,0			
	3. Kurt	15,0							17,0	20,5	26,0	31,0	29,0	29,0	31,0	30,0	29,0	32,0	33,0	32,0 ^{xx}	20,0 ^{xx}
	4. Brzeg południowy	15,0							17,5	18,0	25,0	28,0	30,0	25,0	29,0	29,0	32,0	33,0	33,0	10,0 ^{xx}	10,0 ^{xx}
Wysokie na Bekdany	1. Brzeg zachodni	16,0								18,0	24,0	29,0	27,5	33,0	35,0	40,0	44,5	45,0			
	2.	14,0								16,5	20,0	29,0	29,0	25,0	29,5	34,0	38,0	37,0			
	3. Płycazna									15,0	20,0	28,0	27,0	22,5	28,0	49,0	48,5	46,0			
	4.	14,0								14,0	19,0	24,0	24,0	23,0	29,0	30,0	35,0	34,0			
	5. Brzeg wschodni	14,0								15,5	18,0	22,0	21,0	20,0	28,0	31,0	35,0	36,0			
Głębosek	1. Brzeg zachodni									18,5	22,5	29,0	28,0	25,0	28,0	38,0	42,0	43,0			
	2.									25,5	25,0	33,5	33,5	29,0	36,0	41,0	42,0	45,0			
	3.									22,0	27,5	34,0	34,0	30,0	36,0	40,0	45,0	46,0			
	4. Głębosek									19,5	27,0	34,0	32,5	29,0	33,0	38,0	41,0	44,0			
	5.									19,5	24,0	30,0	32,0	27,0	33,0	37,0	42,0	43,0			
	6. Brzeg wschodni									17,5	23,0	30,0	32,0	25,0	35,0	38,0	43,0	42,0			
Kulinowo - Cypel Dybowski	1. Kulinowo									18,5	21,0	27,0	31,0	27,0	30,0	40,0	41,0				
	2.									16,5	23,0	33,0	30,0	27,0	33,0	36,0	40,0	42,0			
	3. Śródek									17,0	22,5	32,0	32,5	27,0	35,0	37,0	45,0	45,0			
	4.									19,0	23,0	32,0	32,5	26,0	34,0	40,0	40,0	45,0			
	5. Cypel Dybowski									17,0	18,0	26,0	28,0	25,0	33,0	38,0	44,0	44,0			
Przystanek "Bielagi" Cypel Dybowski	1. Mostek pd																11,0	6,0	0,0		
	2. Mostek pn																6,5	2,0	0,0		
	3. Most																?	0,0	0,0		

^x Około 5 m dalej od pomiaru. W miejscu poprzedniego pomiaru wody.

^{xx} Około 3 m dalej od brzegu pn. Blżej brzegu, w miejscu poprzedniego pomiaru woda wolna od lodu.

^{xxx} W nawiasie grubość lodu szwarczego, przed nawiasem z warstwą "kasy" na wie: cm.

Punkt pomiarowy przy brzegu południowym leżał też w sąsiedztwie trzciny, lecz tu nigdy w ciągu zimy lód nie topniał wokół łodyg mimo, że drzewa rosnące na brzegu znajdują się w odległości około 20 m od punktu pomiaru. Przy niskim jednak w zimie położeniu słońca odległość ta w zestawieniu z wysokością drzew wystarczała, by cień tu docierał utrzymując trwałą pokrywę lodową.

Zależność pokrywy lodowej od głębokości jeziora. Zależność grubości pokrywy lodowej od głębokości, a raczej przyrost grubości lodu na miejscach płytkich nie wystąpił w dotychczasowych badaniach tak jaskrawo, jak zależność od poprzednio wymienionych czynników, niemniej można tę zależność stwierdzić.

Jedynym przykładem trudnym do wytłumaczenia jest cienka pokrywa lodowa przy wyspie, gdzie w zimie 1956/7 roku lód osiągnął stosunkowo dużą grubość, w następnym zaś roku utrzymywał się całą zimę wyjątkowo cienki /tab.4/. Może przyczyną jest tu znaczne podniesienie się poziomu wody w jeziorze od czasu poprzedniej zimy. Tak różne kształtowanie się pokrywy lodowej w tym samym miejscu w stosunku do miejsc sąsiednich pomiarów musi w każdym razie wynikać ze zmienionych w tym roku warunków w porównaniu z rokiem ubiegłym.

Niewątpliwym przykładem potwierdzającym zjawisko, że w miejscach płytkich lód jest grubszy, jest jego grubość na płyciźnie w wyjściu na jezioro Bełdany /ryc.6/, gdzie niewielkie początkowo grubości lodu osiągnę-

ły w drugiej połowie zimy wartości najwyższe na tej linii i stosunkowo duże w porównaniu z innymi danymi z Jeziora Mikołajskiego.

Przyrost grubości lodu przy wschodnim brzegu jeziora /Cypel Dybowski - pkt 5/ można by tłumaczyć niewielką głębokością /do 4 m/ w tym miejscu jeziora. Przyrost grubości lodu na linii trzecin w wyjściu na jezioro Śniardwy /pkt 2/ jest także spowodowany dochodzącą aż tu płycizną.

Poza tymi przykładami dwa inne miejsca pomiarów wyjątkowo płytkie, przy tym jedno z nich położone przy brzegu zachodnim, a więc silniej zacienionym, mają pokrywę lodową cieńszą, niż można by się spodziewać sądząc z ich głębokości. Są to: zatoczka leżąca na linii głęboczka /pkt 1/ oraz wspomniany już punkt 1 w wyjściu na jezioro Śniardwy przy północnym, silnie nasłonecznionym brzegu. O tym ostatnim przypadku już była mowa - silna insolacja i oddziaływanie nagrzewającego się w promieniach słońca brzegu mają wpływ silniejszy niż bliskość dna.

Stosunkowo cienki lód w punkcie 1 linii głęboczka jest prawdopodobnie uwarunkowany uchodzącym tu do jeziora ciekim.

Inne czynniki wpływające na pokrywę lodową. Wymienione dotychczas czynniki kształtujące grubość pokrywy lodowej, jak temperatura powietrza, ukł. taktowanie pionowe, pokrycie i ustawienie brzegów jeziora oraz związane z tym nasłonecznienie tafli lodowej, wreszcie głębokość jeziora nie wyczerpują wszystkich wpływów decydujących o mniejszej lub większej grubości pokrywy lodowej. Z przytoczonych da-

nych wynika, że istnieją czynniki wpływające na zmniejszenie grubości pokrywy lodowej, a nawet nie pozwalające na jej powstanie. Obserwacje i pomiary przy pomoście przystani "Żeglugi" /pkt 1,2,3/ w północnym krańcu jeziora wskazują, że przez całą zimę, a nawet w czasie, gdy pokrywa lodowa osiągnęła swą maksymalną grubość 54 cm w zacienionej zatoce, przy moście, a więc niecały kilometr ku północy, mała część jeziora pozostawała otwarta. Taki stan w chwili maksymalnej grubości lodu na jeziorze wskazuje, że gdy grubość pokrywy lodowej była mniejsza, powierzchnia wolna od lodu zajmowała większą przestrzeń sięgając dalej ku południowi. Stąd brak pomiarów przy przystani "Żeglugi" w poprzednich terminach i mała grubość lodu na pobliskiej linii między wyspą a starym kąpieliskiem.

Na brak pokrywy lodowej może w pewnym stopniu wpływać przypuszczalny ruch wody wywołany przepływem wód między jez. Tałty a Jez. Mikołajskim tworzący w wąskim przejściu między obu jeziorami dość silne wiry utrudniające tworzenie się pokrywy lodowej. Ruch wody widać wyraźnie w dniach ciszy. Nie jest to jednak wystarczająca przyczyna, która mogłaby wyjaśnić stały brak w tym miejscu pokrywy lodowej.

Dowodem istnienia przepływu między Jeziorem Mikołajskim a jeziorem Śniardwy jest zniesienie pokrywy lodowej w wąskim pasie tego przejścia na odcinku około 100-150 m długości stwierdzone w dniach 22 i 23.IV. 1958 roku. Bezpośrednim odbiciem tego przepływu jest najmniejsza grubość lodu w nurcie wyznaczonym w wąskim i stosunkowo płyt-

kim przejściu bojami /pkt 3/ i stosunkowo mała grubość pokrywy lodowej w całym tym przejściu /ryc.8/. Podobnie dzieła i dopływ wody z brzegu, jak to ma miejsce w zatoce na linii głęboczek /pkt 1/, dokąd uchodzi niewielki strumyk.

Pewien wpływ na grubość pokrywy lodowej wywiera z pewnością pokrywa śnieżna, która układa się na powierzchni lodu nierównomierne. Opady śniegu łączą się najczęściej z wiatrem zachodnim lub północno-zachodnim, osiadając najgrubszą warstwą przy brzegu zachodnim. Warstwa ta hamuje wahania grubości lodu izolując go od wpływów temperatury powietrza.

U w a g i k o ń c o w e. Z wstępnych badań zlodzenia Jeziora Mikołajskiego można wyciągnąć pewne wnioski. Przede wszystkim wyłaniają się wątpliwości czy pomiar grubości pokrywy lodowej dokonywany w jednym punkcie daje podstawę do oceny grubości tej pokrywy na całej powierzchni jeziora, stwierdzone bowiem zostało, że wartości te mogą się wahać w granicach przeszło pół metra na odległości niespełna kilometra. Nasuwa się więc pytanie, jaką grubość pokrywy lodowej przyjąć za typową dla danego jeziora, czy grubość tę oceniać według jej maksymalnych wartości czy według średniej obliczonej na podstawie danych otrzymanych z pomiarów w określonym dniu lub określonym okresie czasu /gdy nie można dokonać pomiarów na całym jeziorze jednego dnia/. Najprostsze byłoby przyjęcie wartości maksymalnej, z tabeli jednak widać /tab.4/, że maksymalna wartość grubości pokrywy lodowej nie utrzymuje się przez cały okres zlodzenia w jednym miejscu, lecz może

się przemieszczać, jak to się zdarzyło w ostatniej dekadzie lutego 1958 roku, gdy grubość pokrywy lodowej w zacienionej zatoce uzyskała większe wartości niż przy Stacji Hydrobiologicznej, przy której pomiary stanowiły w ciągu zim poprzednich podstawę oceny grubości lodu na Jeziorze Mikołajskim.

Sprawa druga, to zbadanie przyczyn modyfikujących grubość pokrywy lodowej niezależnie od rozpatrzonych czynników, a powodujących na przykład, że pokrywa lodowa w danym miejscu nie tworzy się wcale.

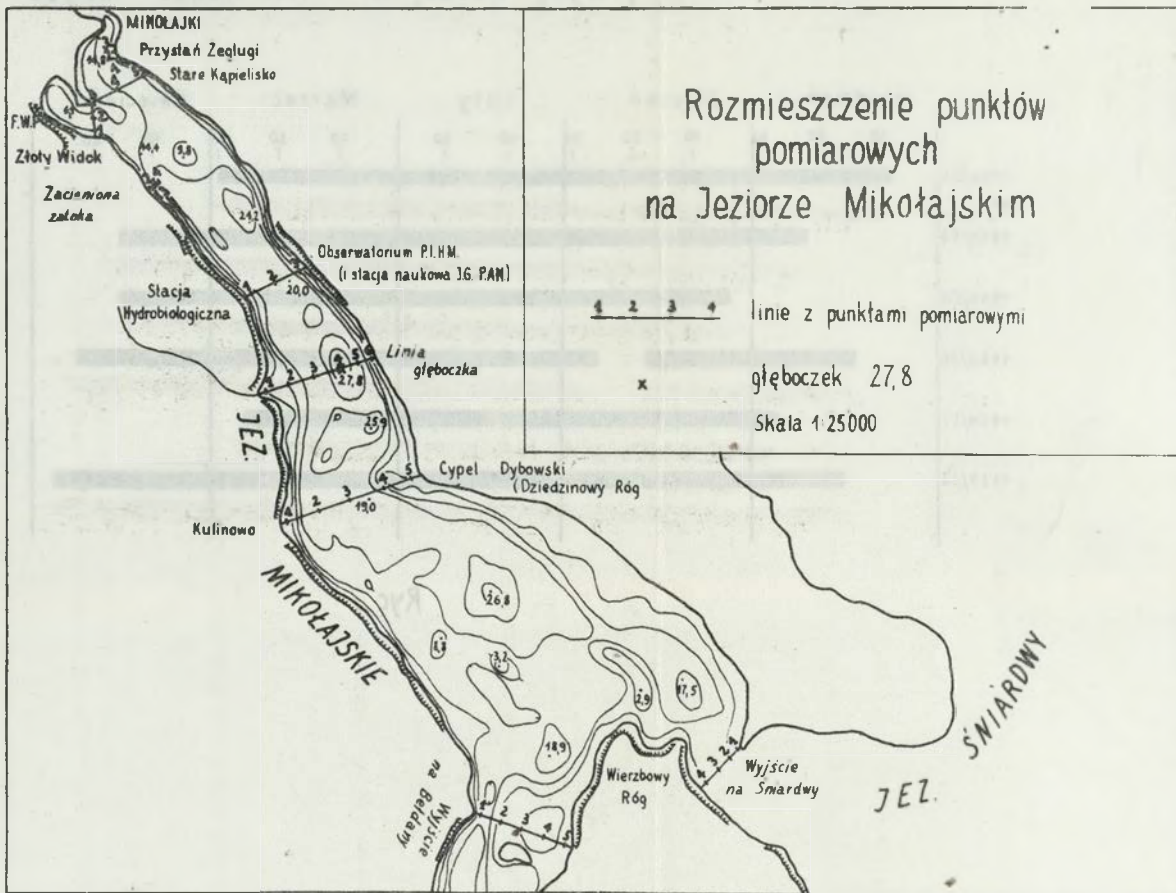
Odrębne zagadnienie stanowi powstawanie, budowa i zanikanie pokrywy lodowej. Pobieżne obserwacje pozwalają ustalić, że inną budowę ma lód powstający z wody, inną - ze stopniałego częściowo śniegu /większa zawartość pęcherzyków powietrza, mniejsza przejrzystość i odporność niż lodu powstałego przez zamrożenie wody, przezroczystego i zawartego jak szkło/, inną wreszcie lód topniejący. Budowa ta zależy także od składu chemicznego wody oraz zawartych w niej zawiesin /1/, od warunków atmosferycznych, w których lód się tworzy /wiatr czy cisza/ itp. Pokrywa lodowa w zimie 1956/7 roku składała się przeważnie z dużych tafli kry, wyróżniających się mleczną barwą, wzmarzniętych w przezroczystą masę lodu. Powstaniu pokrywy lodowej 1957/8 roku towarzyszyła cisza, wskutek czego powstała jednolita tafła gładka i przejrzysta. Tafła ta nie uległa strzaskaniu, dlatego tej zimy na Jeziorze Mikołajskim nie było lodu utworzonego z kry wmarzniętej w lód nowy. Natomiast później na tej pierwotnej pokrywie, utworzyła się nowa ze stopniałego częściowo śniegu, podobna do mlecznego szkła.

W okresach odwilży ta nowa warstwa miejscami topniała całkowicie odsłaniając zalegającą pod nią klastą i przejrzystą taflę pierwotną.

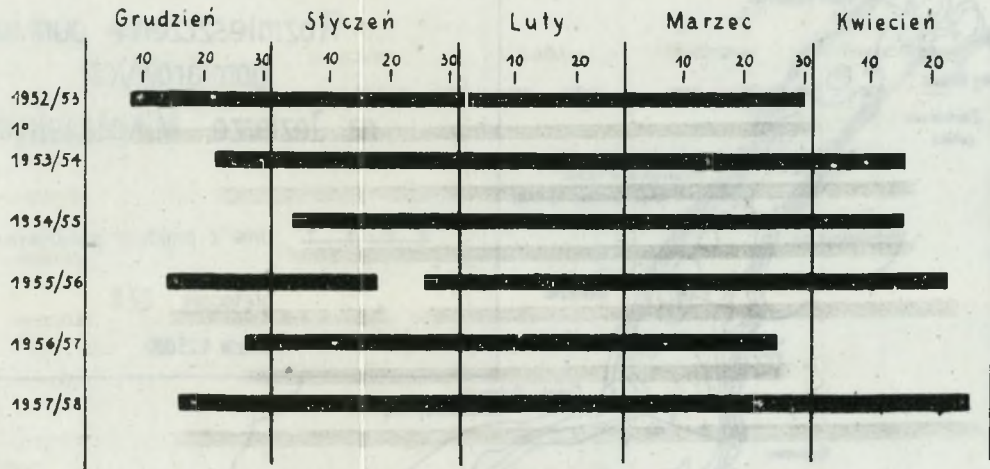
Gdy po okresach odwilży zamarza warstwa wody stojąca na lodzie powstaje lód przypominający szkło zdobne w drobny deseń utworzony przez ustawione w różnych kierunkach igły lodowe. Jak podaje E. C h o l n o k y igły te układają się względem siebie pod kątami 30° i 60° . Krawędzie igieł wystają nieco ponad powierzchnię lodu, dlatego jest ona chropowata. Innego rodzaju chropowatości w postaci gruzełków tworzą przymarzające do lodu grudki mokrego śniegu.

Pęknięcie pokrywy lodowej opisane przez J. K o n d r a c k i e g o na jez. Niegocin na Jez. Mikołajskim było wyraźne w ciągu zimy 1956/7 roku, gdy lód był względnie cienki. Powstające na początku zimy 1957/8 roku pęknięcia były dość nikłe, nie tworzyły ani szerszych szczelin ani dyzlokacji tafli lodowych względem siebie, toteż z czasem zanikły. Tak jednak obserwacje z zimy 1956/7 jak i z początku okresu zlodzenia w zimie 1957/8 r. pozwoliły zorientować się, gdzie i kiedy najczęściej znaczniejsze rysy powstają, co ułatwi zwrócenie na nie baczniejszej uwagi w toku dalszych obserwacji.

Na koniec trzeba podkreślić praktyczne aspekty badań grubości pokrywy lodowej. Wypadki załamania się lodu pod traktorem, a później wozem w pobliżu wyjścia z Jez. Mikołajskiego na jez. Śniardwy, a więc blisko miejsc, gdzie pomiary wskazały na istnienie cieńszej pokrywy lodowej niż w innych partiach jeziora, są przykładem, że ustalenie

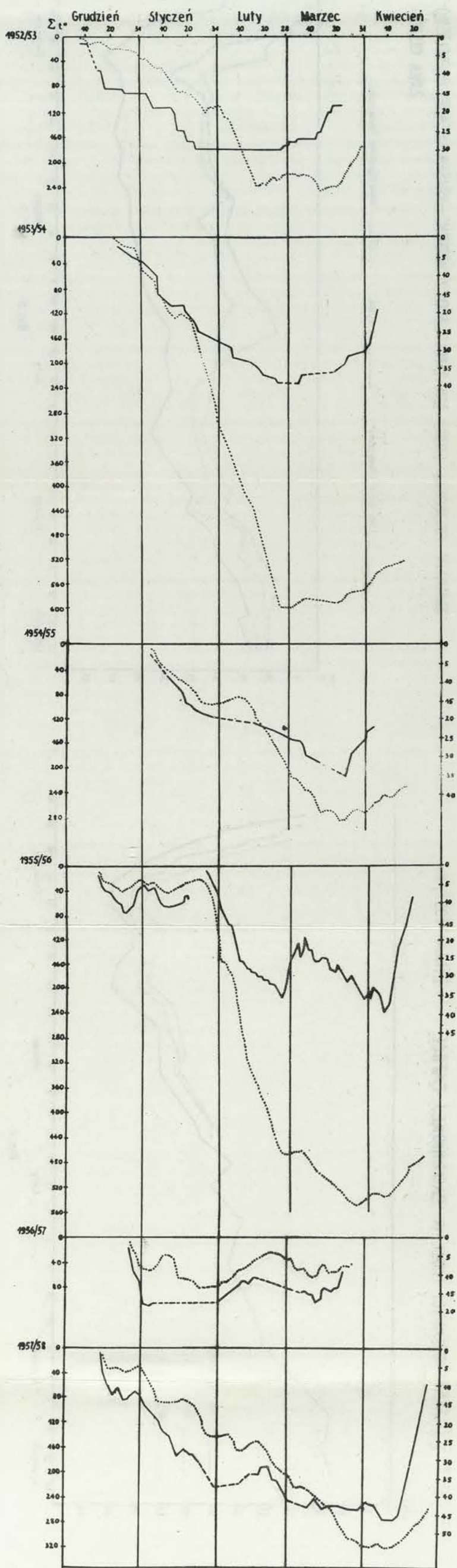


Czas trwania pokrywy lodowej w latach 1952/53—1957/58



Ryc. 2

PORÓWNANIE ZMIAN GRUBOŚCI POKRYWY LODOWEJ Z SUMAMI
TEMPERATURY POWIETRZA

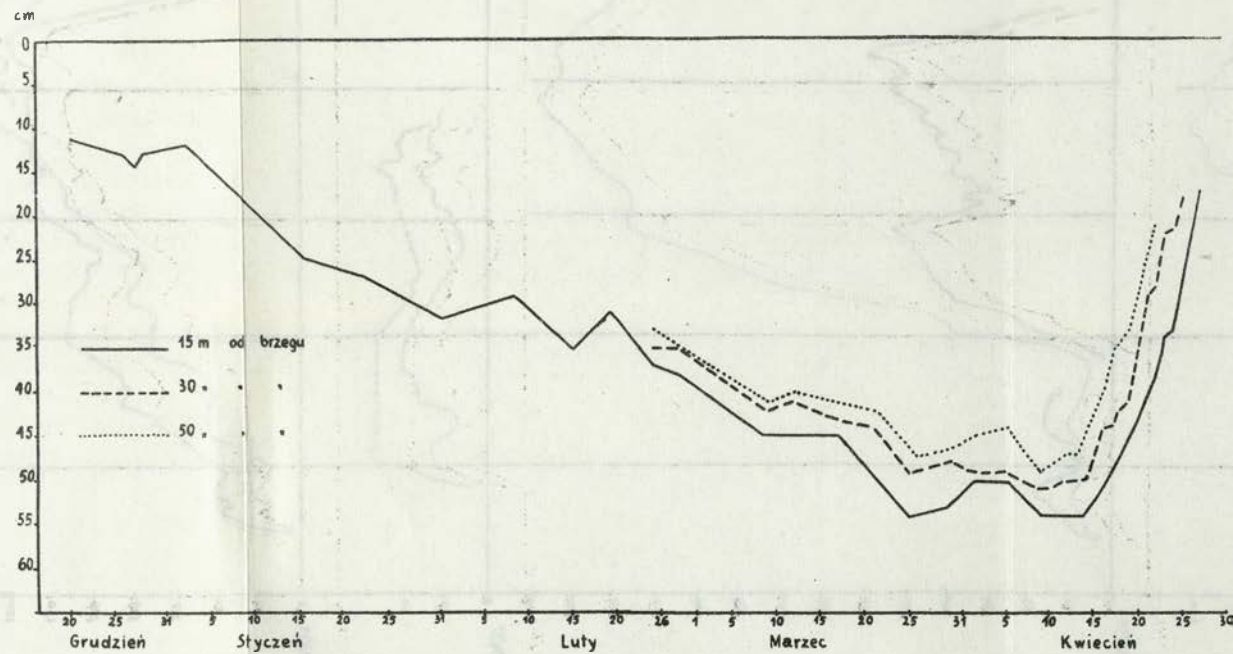


Ryc. 3

— grubość pokrywy lodowej sumy temperatur

ZMIANY GRUBOŚCI LODU W ZACIENIONEJ ZATOCE

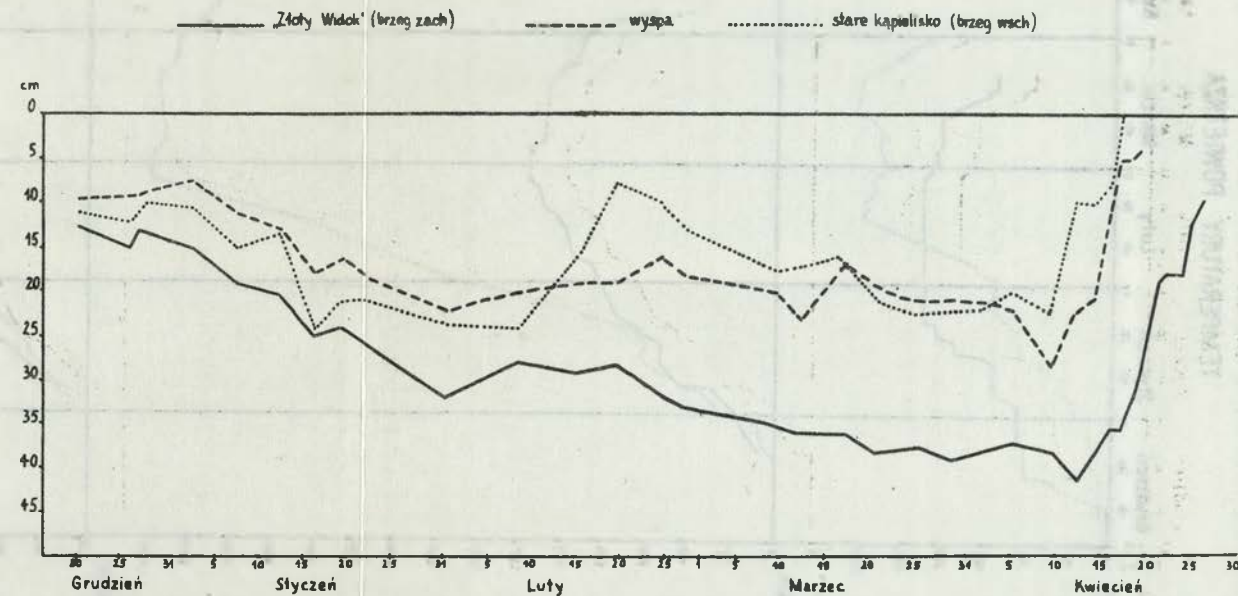
ZIMA 1957/8r



Ryc. 4

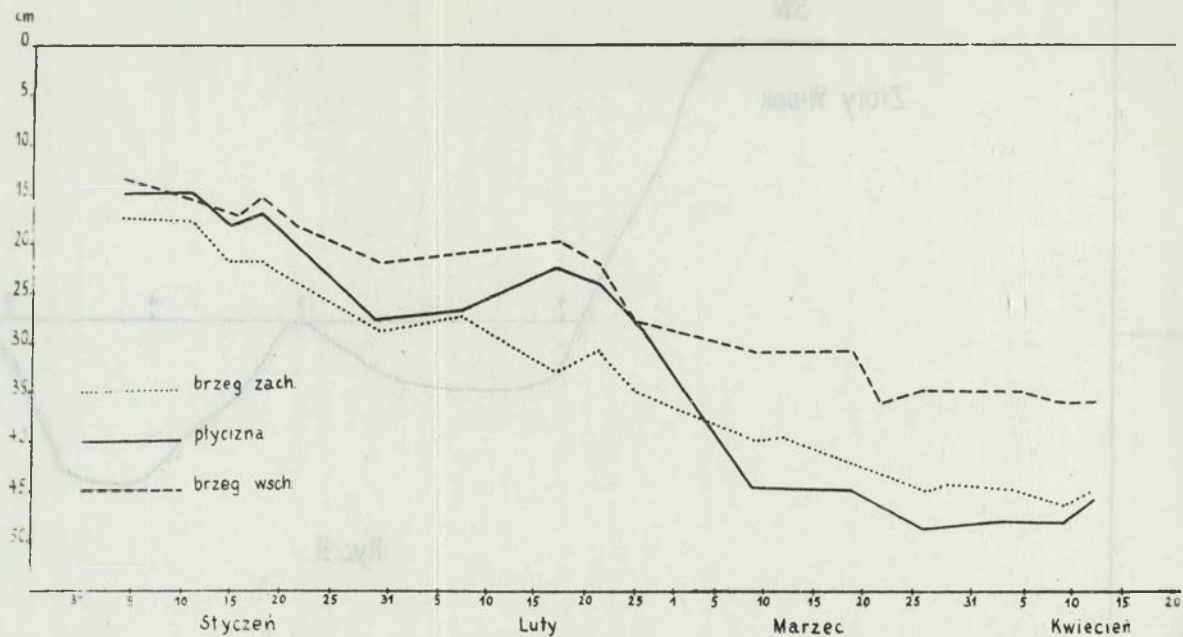
ZMIANY GRUBOŚCI LODU NA LINII „ZŁOTY WIDOK”—WYSPA—STARE KAPIELISKO

ZIMA 1957/8r



Ryc. 5

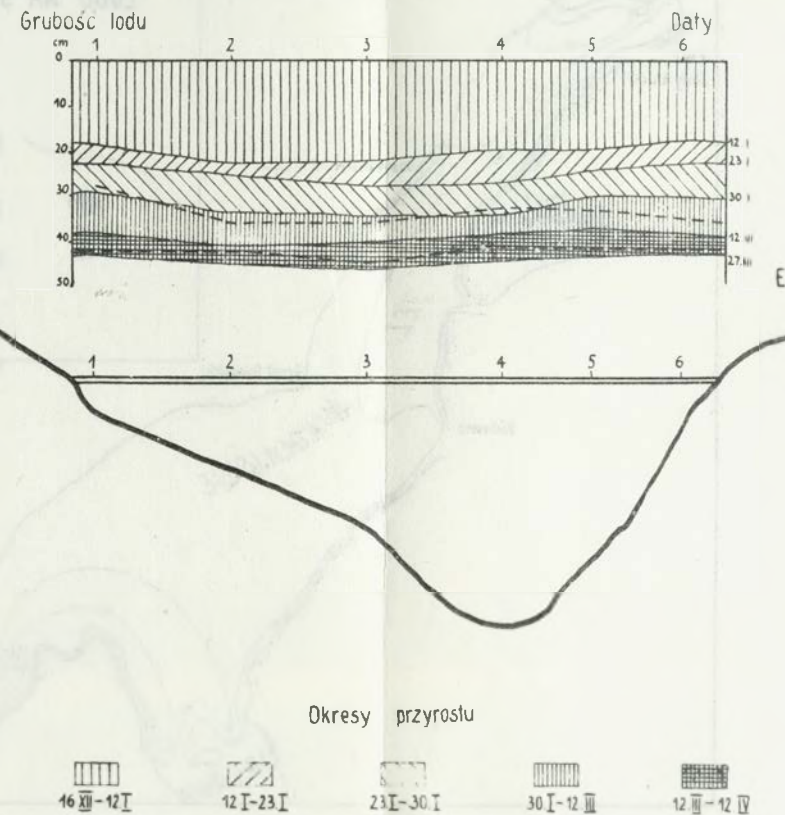
ZMIANY GRUBOŚCI LODU W WYJŚCIU NA JEZ. BĘLDANY
ZIMA 1957/8r.



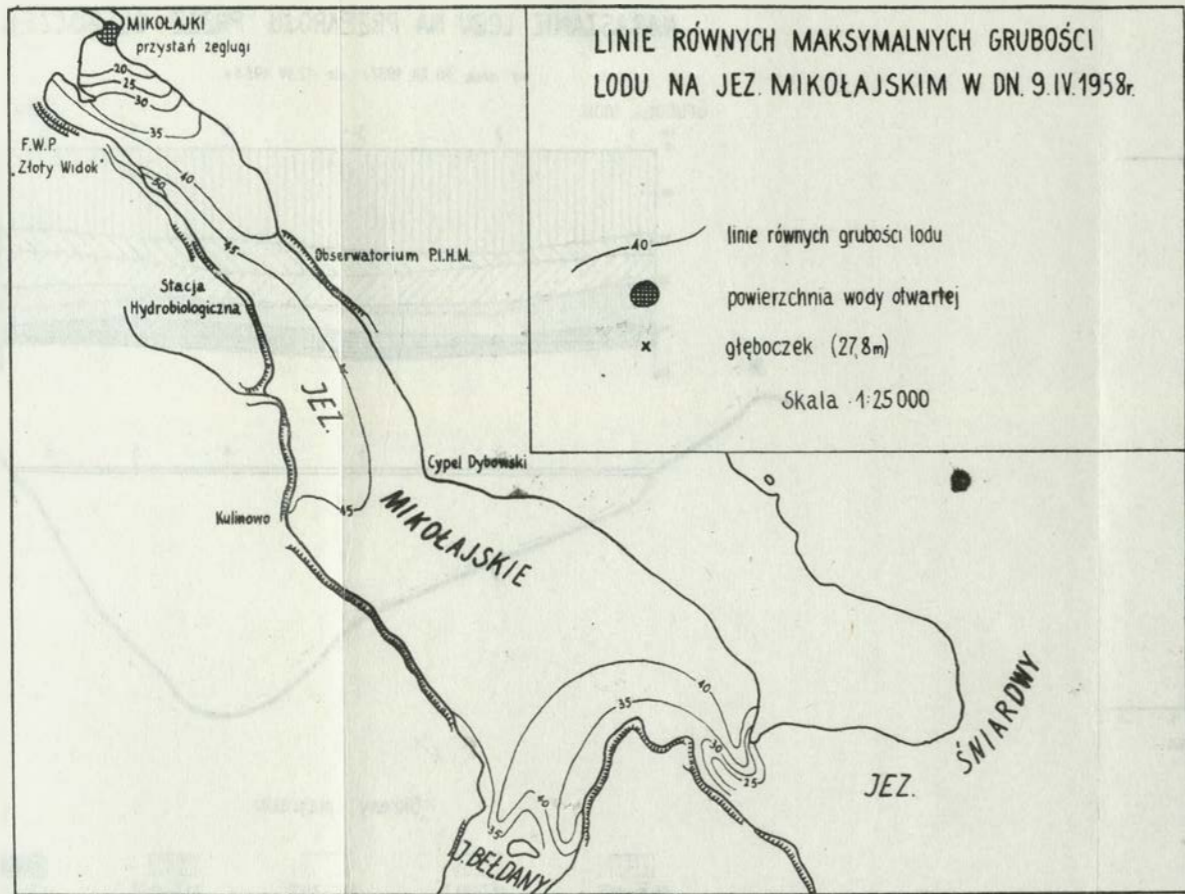
Ryc 6

NARASTANIE LODU NA PRZEKROJU PRZEZ GŁĘBOCZEK

od dnia 16 XII 1957r do 12 IV 1958r



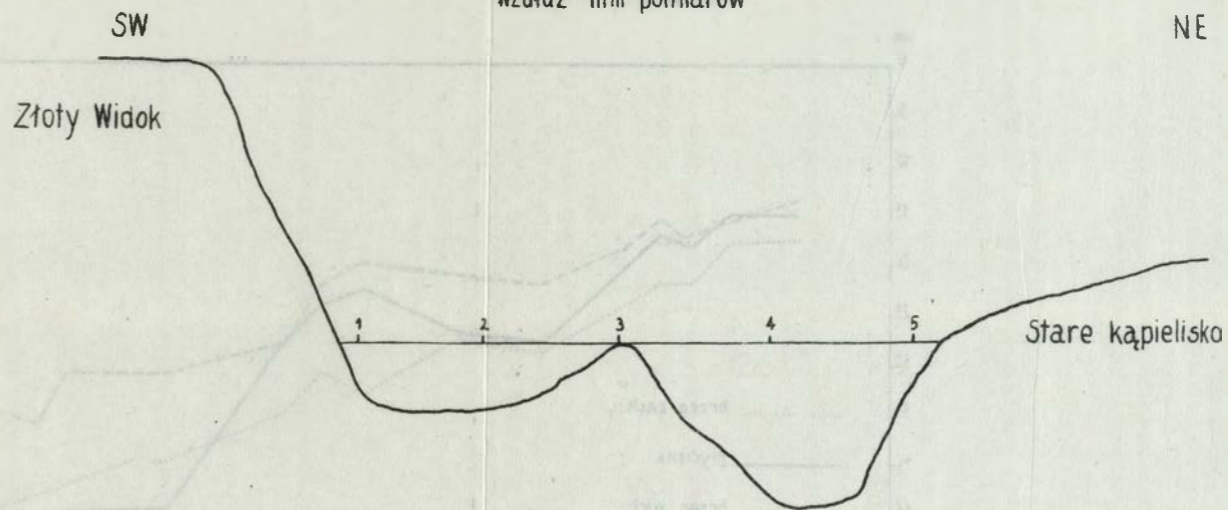
Ryc 7



Ryc. 8

PRZEKRÓJ PRZEZ PÓLNOCNO-ZACHODNIĄ CZĘŚĆ JEZ. MIKOŁAJSKIEGO

wzdłuż linii pomiarów



Ryc. 9

i wytyczenie miejsc o słabym lodzie może w przyszłości takim wypadkom w pewnym stopniu zapobiec.

LITERATURA

1. Cholnoky E. Das Eis des Balatonsees, Resultate wissenschaftlichen Untersuchungen des Balaton, Wien 1909.
2. Eisverhältnisse auf den Flüssen und den Seen in Ostpreussen, Reichsamt für Wetterdienst, Berlin 1944.
3. Kondracki J. Obserwacje nad termiką jeziora Niegocin na stacji naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Giżycku /1949-1951/, Przegl.Geogr., XXIV.
4. Olszewski P. Zimowe stosunki tlenowe większych jezior tatrzańskich, PAU Rozprawy Wydziału Matem.-Przyrodn. LXXII, 1946.
5. Srokowski St. Jeziora i moczary Prus Wschodnich, Warszawa 1930.

Wydawnictwo Państwowe Naukowe
Katedra Zoologii i Anatomii
Instytut Zoologii i Anatomii
Wydawnictwo Państwowe Naukowe

LITERATURA

1. Opatowicz K. Das Tier des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.
2. Opatowicz K. Die Fische des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.
3. Opatowicz K. Die Fische des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.
4. Opatowicz K. Die Fische des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.
5. Opatowicz K. Die Fische des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.
6. Opatowicz K. Die Fische des Baltischen Meeres, Biologische Wissenschaften, Leipzig, 1902.

**WYKAZ ZESZYTÓW
DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1959

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi w powiecie mragowskim** (materiały z badań w latach 1955—56), 6 ark., zł 7,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja szczegółowego zdjęcia użytkowania ziemi**, ark. 7, zł 7,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Bibliografia zagadnień regionalizacji gospodarczej** (Bułgaria, Czechosłowacja, Polska, Związek Radziecki), ark. 2, zł 7,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski** (wydanie poprawione), ark. 6, zł 7,—
- 5 T. LIJEWSKI — **Rozwój sieci kolejowej Polski**, art. 6, zł 7,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Morfologia i hydrografia**, ark. 4, zł 7,—

1960

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Wstępne wyniki badań nad użytkowaniem ziemi**, w powiatach gdańskim i myszkowskim, 5 ark., zł 1,—
- 2 L. KOSIŃSKI — **Pochodzenie terytorialne ludności Ziemi Zachodnich w 1959 r.** s. 34 + 16 tabel nlb. + 16 map nlb., zł 7,—
- 3 J. KOSTROWICKI — **The Aims, Concept and Method of Polish Land Utilization Survey**, s. 43, zł 7,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **National Atlases — Sources, Bibliography, Articles**, s. 56, zł 7,—
- 5 K. WIT i Z. ZIEMOŃSKA — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1 : 50 000**. Arkusz M-34-100 B Zakopane, s. 105, zł 7,— (do użytku służbowego)
- 5a K. WIT i Z. ZIEMOŃSKA — **Hydrografia Tatr Zachodnich**. Objąśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Zachodnie” 1 : 50 000, s. 99 + mapa, zł 30,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi w powiatach: Bielsk Podlaski, Wysokie Mazowieckie, Mragowo, Gdańsk, i Inowrocław**. Komunikaty przygotowane na konferencję w sprawie badań użytkowania ziemi, Warszawa 30.V.—8.VI.1960 (w jęz. rosyjskim — s. 113 i francuskim — s. 115, zł 7,—

1961

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Klimat Hali Gąsienicowej**, tekst 20, 29 tabel, 44 ryc.
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Z badań Stacji Naukowej IG PAN nad jeziorem Mikołajskim**, s. 140 zł 7,—

Do nabycia:

w Dziale Wydawnictw Instytutu Geografii PAN
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30, pokój 12.

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN *)

- 1 J. FLIS — Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej, 1954, s. 78, zł 10,—
- 2 W. WALCZAK — Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich, 1954, s. 51, zł 8,
- 3 A. KRZYMOWSKA — Franciszek Szwarzenberg-Czerny Profesor Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917), 1954, s. 69, zł 9,50
- 4 J. PASZYŃSKI — Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
- 5 M. KIELCZEWSKA-ZALESKA — O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego: M. BISKUP — Osady na prawie Polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224, zł 31,45
- 6 W. OKOŁOWICZ — Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
- 7 A. JAHN — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 460, zł 52,40
- 8 M. FLESZAR — Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
- 9 PRACA ZBIOROWA — Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 525, zł 72,—
- 10 A. WERWICKI — Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
- 11 L. STARKEL — Rozwój morfologiczny progó Podgórze Karpackiego między Dębicą a Trzycianą, 1957, s. 200 + 54 ilustr., zł 40,—
- 12 B. OLSZEWICZ — Geografia polska w okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
- 13 S. GILEWSKA — Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90 + 17 ilustr., zł 25,—
- 14 J. STASZEWSKI — Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl. nlb., zł 40,—
- 15 K. ŁOMNIEWSKI — Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
- 16 M. LITTERER — Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze Ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950; B. WELPA — Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 20,—
- 17 A. KUKLIŃSKI — Struktura przestrzenna przemysłu ceglarnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
- 18 Opracowanie zbiorowe pod kierunkiem J. Kondrackiego — Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek (mapy), zł 45,—
- 19 J. TOBIASZ — Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 wkładki (mapy), zł 33,—
- 20 Opracowanie zbiorowe — Polskie nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- 21 A. KOWALSKA — Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75, zł 25,—
- 22 L. STARKEL — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239, zł 78,—
- 23 K. BALIŃSKA-WUTTKE — Geomorfologia obszaru między Skierwianicami a Rawą Mazowiecką, 1960, s. 112, zł 43,50
- 24 A. WRÓBEL — Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—

*) do nabycia w księgarniach Domu Książki