

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 73

HANNA KOROLEC

PROCESY BRZEGOWE
I ZMIANY LINII BRZEGOWEJ
JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

WARSZAWA 1968
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 73

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 73

АННА КОРОЛЕЦ

БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИЗМЕНЕНИЯ
БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ МИКОЛАЙСКОГО
ОЗЕРА

*

GEOGRAPHICAL STUDIES
No. 73

HANNA KOROLEC

SHORE PROCESSES AND CHANGES IN SHORE
LINES AT LAKE MIKOŁAJKI

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 73

HANNA KOROLEC

PROCESY BRZEGOWE
I ZMIANY LINII BRZEGOWEJ
JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

WARSZAWA 1968
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, J. GRZESZCZAK, Ł. GÓRECKA (SEKRETARZ RADY),
M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (PRZEWODNICZĄCA RADY),
M. KLIMASZEWSKI, J. KOBENDZINA, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI

Praca wykonana pod kierunkiem
prof. dr JERZEGO KONDRACKIEGO

Printed in Poland

Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Oddział w Łodzi 1968

Wydanie I. Nakład 700+90 egz. Ark. wyd. 6,50, ark. druk. 4,50+8 wkł.
Papier rotograw. kl. III 80 g. 80×120. Oddano do składania w listopadzie 1967. Podpisano do druku w kwietniu 1968 r. Druk ukończono w kwietniu 1968 r. Zam. nr 7505. P-9. Cena zł 24. —

Wojskowa Drukarnia w Łodzi

SPIS TREŚCI

	Str.
Wstęp	7
Część I. Uwagi ogólne	11
Metody badań	11
Zmiany linii brzegowej	14
Warunki fizycznogeograficzne Jez. Mikołajskiego	18
Część II. Formy i procesy brzegowe	25
Pierwotne brzegi jeziora	25
Baseny przyjeziorne	28
Cyple piaszczyste	32
Tarasy jeziorne	40
Wały brzegowe	44
Strefa brzegowa	48
Próba rekonstrukcji procesów brzegowych w czasie	49
Zakończenie — podsumowanie wyników	54
Literatura	58
Резюме	61
Summary	65

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

WSTĘP

Badania procesów brzegowych Jeziora Mikołajskiego zostały podjęte z inicjatywy prof. dr. Jerzego Kondrackiego. Bliższe zbadanie tych procesów w Jeziorze Mikołajskim pozwoliło stwierdzić, że różnią się one znacznie zarówno od procesów kształtujących brzegi mórz, jak i tych, które obserwujemy w zbiornikach sztucznych.

W jeziorach — zwłaszcza typu Jeziora Mikołajskiego — o niewielkich rozmiarach, wydłużonym kształcie i wysokich, zarośniętych brzegach — niszcząca działalność wody jest niewielka. Na pierwszy plan wysuwa się sedymentacja i zarastanie, dzięki którym stopniowo zmniejsza się powierzchnia i pojemność misy jeziornej.

Największą uwagę zwrócono na najnowszą literaturę dotyczącą jezior Litewskiej SRR ze względu na bardzo zbliżone warunki geograficzne i dużą ilość prac poświęconych temu tematowi. Autorzy litewscy opracowują różne rodzaje jezior od przekształcających się w bagna i torfowiska do jezior głębokich typu rynnowego, które A. Garunkštis [11] zalicza do jezior w stadium dojrzałym. Zajmuje się on także zagadnieniem pływów przybrzeżnej, a mianowicie wpływem „prądów przybrzeżnych” (priebieżnych течениj) na jej kształtowanie się [10], a razem z M. Vasiliauskiene [12] zarastaniem pływów brzegowych jezior litewskich. Prace M. Vasiliauskiene [45—48] dotyczą przede wszystkim zależności rozwoju pływów przybrzeżnej od umocnienia brzegów [46], genezy tych pływów w różnych jeziorach [45], wpływów prądów przybrzeżnych na rozmieszczenie osadów jeziornych na płytcie przybrzeżnej [48]. Prace R. Kunskas [23], M. Kabailienė [15], I. Klimkaitė [17] i innych zajmują się jeziorem jako całością nie wyróżniając specjalnie strefy litoralnej.

Zmiany zachodzące na brzegach zbiorników sztucznych bada w Czechosłowacji J. Linhart [25 i 26], w Związku Radzieckim między innymi L. B. Ikonnikow [13], który posługiwał się w swoich badaniach metodą zabarwiania ziarn piasku. Tak jednak w zbiornikach sztucznych, jak i w jeziorach przepływowych, a o takim pisze M. Vasiliauskiene [48], panują inne warunki hydrologiczne niż w jeziorze typu Jeziora Mikołajskiego, które łączy się bezpośrednio z innymi jeziorami o tym samym poziomie lustra wody.

Większość prac dotyczących terenów pojeziernych w ogóle, a Pojezierza Mazurskiego w szczególności, rozpatruje zagadnienie genezy jezior polodowcowych na tle całego regionu i w odniesieniu do ostatecznego zlodowacenia. Są to prace R. Galona [7], R. Galona i L. Roszkówny [9], J. Kondrackiego [18], J. Kondrackiego i S. Pietkiewicza [20], S. Majdanowskiego [27], P. Woldstedta [51].

Tarasы wyróżnione przez autorkę na brzegach Jeziora Mikołajskiego można by raczej nazwać mikrotarasami. Tylko taras najwyższy ma charakter tarasu późnoglacialnego, pozostałe są to tarasy holocenijskie najmłodszego, subatlantyckiego okresu, związane z podniesieniem się stanu wody w tym okresie.

Z pozycji literatury dotyczących Jeziora Mikołajskiego należy wymienić prace A. Synowca [34 i 35], M. Szostaka [41], K. Więckowskiego [50] i M. Ralskiej-Jasiewiczowej [31] — dwie ostatnie zajmują się osadami dennymi tego jeziora.

Z badaniami osadów jeziornych wiąże się konieczność chronologicznej ich interpretacji, a w związku z tym narzuca się pytanie, jaki był stan wód w poszczególnych okresach od czasu powstania jeziora po dzień dzisiejszy. Badania J. Stasiakowej [37 i 38], która opiera się przede wszystkim na analizach palynologicznych osadów jeziornych, dały autorce niniejszej pracy możliwość skonfrontowania swoich hipotez, opartych między innymi również na analizach pyłkowych prób pobranych z brzegów Jeziora Mikołajskiego, a wykonanych także przez Stasiakową.

Ciekawe są wyniki badań E. Oberdorfera [28] nad zmianami stanu wód w jeziorach zachodnio-niemieckich w różnych okresach holocenu.

W literaturze rosyjskiej autorka nie znalazła prac dotyczących badań brzegów jezior. Są tam albo prace dotyczące brzegów morskich, albo zbiorników sztucznych. B. B. Bogosłowski [4] w dziele poświęconym jeziorom omawia w jednym z rozdziałów procesy brzegowe. Widocznie jednak oparł się w swych rozważaniach na jeziorach dużych, gdyż rozpatrywane przez niego zmiany brzegowe są funkcją abrazyjnej działalności wody; materiał zabrany z miejsc wyższych zostaje przeniesiony i osadzony poniżej lustra wody. Schemat ten słuszny dla jezior dużych nie może być zastosowany do jezior typu Jeziora Mikołajskiego, których wielkość i kształt nie dopuszczają do rozwoju silniejszego falowania i które osiągnęły już stan równowagi między wielkością falowania a rozwojem pływicy przybrzeżnej.

Szczególnie interesująca jest praca E. Rühlego [32], chociaż dotyczy jeziora typu krasowego, którego brzegi zbudowane z kredy przykryte są miejscami osadami interglacialnymi, a więc procesy brzegowe musiały tam przebiegać inaczej niż na brzegach jeziora polodow-

cowego. Osady holocenijskie zalegają misę jeziora Świataż, płytkie zagłębienia są wypełnione torfem. Widoczna jest silna działalność eoliczna w postaci wydm i wyraźne ślady abrazji. Na brzegach Jeziora Mikołajskiego nie ma śladów działalności eolicznej; M. Bogacki [3] również stwierdza brak utworów eolicznych na sandrze piskim. Działanie pokrywy lodowej i kry zaobserwowane przez Rühlego także było na jeziorze Świataż znacznie silniejsze niż na Jeziorze Mikołajskim, sądząc po charakterze i rozmiarach wałów brzegowych.

Pewnym przyczynkiem do poznania procesów brzegowych na jeziorach są obserwacje poczynione przez A. Quedna'u'a [30] nad jeziorem Mamry. Zjawiska wypłukiwania gleby spomiędzy głązów i korzeni drzew rosnących na brzegach, osuwanie się, pochylenie i wreszcie padanie drzew do wody są równie pospolite na brzegach jeziora Mamry jak i Jeziora Mikołajskiego.

„Wstęp do badania procesów brzegowych” D. Piaseckiego [29] dotyczy nazewnictwa poszczególnych części brzegu morskiego. Terminologia morska nie jest jednak stosowana i nie wydaje się słuszna w odniesieniu do jezior, gdzie zasięg działania falowania jest o wiele mniejszy, a decydującym czynnikiem są raczej zmiany stanu wody, które powodują znaczne przesunięcia linii brzegowej tam, gdzie brzegi są niskie i płaskie.

Zjawiska na brzegach mórz, nawet takich jak Bałtyk, nie mogą być porównywane ze zjawiskami na brzegach jezior. Jedynie na jeziorze Śniardwy można obserwować miniaturę procesów brzegowych morskich.

Autorka pragnie wyrazić głęboką wdzięczność przede wszystkim prof. dr Jerzemu Kondrackiemu za wiele cennych rad i wskazówek udzielanych w toku tej pracy, a także technikowi Stacji Badawczej IG PAN w Mikołajkach Franciszkowi Natkańcowi za ulepszenie świdra i własnego pomysłu konstrukcję wyciągu do niego, dr Jadwidze Stasiakowej z Katedry Geografii Fizycznej UW za wykonanie analiz palynologicznych prób pobranych z brzegów Jeziora Mikołajskiego, dr inż. Mieczysławowi Niepokólczyckiemu z Politechniki Warszawskiej za wykonanie i opracowanie zdjęć fotogrametrycznych odcinka brzegu jeziora, prof. dr Władysławowi Mościckiemu z Politechniki Gdańskiej za datowanie próbki torfu metodą C¹⁴ oraz wielu innym osobom, które przyczyniły się do zrealizowania niniejszej pracy.

CZĘŚĆ I

UWAGI OGÓLNE

METODY BADAŃ

Wiercenia ręcznym świdrem geologicznym, które dostarczyły podstawowych materiałów do niniejszej pracy, zostały znacznie usprawnione dzięki ulepszeniom wprowadzonym przez mechanika Stacji F. Naktkańca. Skonstruowany przez niego wyciąg do świdra z dwudziestokrotną przekładnią pozwolił na pobieranie prób z głębokości dochodzących do 20 m. Jak wiadomo przy pobieraniu prób świdrem ręcznym w piasku lub glinie rzadko sięga się do 2 m głębokości.

Odległości między poszczególnymi wierceniami, podobnie jak między poszczególnymi przekrojami są różne, zależnie od zróżnicowania terenu. Także głębokość wierceń jest bardzo różnorodna: od kilkudziesięciu centymetrów do ponad osiemnastu metrów. W osadach jeziornych wiercono z reguły do ich spągu, w którym najczęściej występował il niebiesko-szary mniej lub więcej spiaszczony albo piasek różnej grubości, czasem ze żwirem, przeważnie mniej lub więcej zailony.

Na terenach wyższych, po stwierdzeniu, iż są one zbudowane z gliny morenowej, najczęściej ograniczano się do wierceń około 1 m głębokich ze względu na to, iż występowanie gliny wyklucza istnienie w tym miejscu jeziora w ostatniej fazie zlodowacenia, jak i z uwagi na duże trudności wierceń w zbitej, twardej glinie z gładzikami i gładzami. Niemniej w kilku miejscach udało się wykonać wiercenia w zbudowanych z gliny pagórkach do głębokości przekraczającej 3 m, a nawet 4 m, sięgając do poziomu wody w Jeziorze Mikołajskim.

Punktem wyjścia dla każdego przekroju był brzeg jeziora. Wszystkie punkty wierceń, a ponadto charakterystyczne punkty uwydatniające konfigurację terenu danego przekroju, niwelowano następnie przy pomocy niwelatora. Za punkt zerowy dla każdego przekroju przyjmowano aktualny poziom wody w Jeziorze Mikołajskim. Odczytanie stanu wody na wodowskazie w Mikołajkach w dniu niwelacji było podstawą do obliczenia wysokości wszystkich punktów objętych niwelacją w odniesieniu

do średniego stanu wody, za który przyjęto wartość 46 cm na wodowskazie.

Znając wysokość bezwzględna zera wodowskazu wynoszącą 115,238 NN obliczano następnie wysokość bezwzględna każdego zniwelowanego punktu. Dało to możliwość naniesienia tych punktów na mapę-podkład.

Odległości pomiędzy wszystkimi punktami niwelowanymi danego przekroju mierzono taśmą stalową. Na podstawie tych danych wykresłano następnie przekroje geologiczne (ryc. 1—9).

W sumie w ciągu czterech lat 1961—1964 wykonano 293 wiercenia o łącznej głębokości 967,2 m, maksymalnej głębokości 18,15 m (przekrój 10, wiercenie 7), średniej — 3,3 m i łącznej długości przekrojów 6 570 m. Razem z punktami wierceń zniwelowano 485 punktów. Położenie przekrojów w stosunku do jeziora ukazuje mapa.

Metodą poprzednio omówioną przebadano brzegi Jeziora Mikołajskiego wynurzone z wody. W niektórych tylko wypadkach były wykonywane wiercenia na płyciźnie przybrzeżnej, ale ze względu na techniczne trudności tylko do głębokości około 50 cm.

Interesował mnie jednak fakt, czy ta część brzegu, która znajduje się pod wodą, a więc płycizna przybrzeżna do głębokości około 1,5 m, ulega pod wpływem ruchów wody przekształceniom, które można by zarejestrować.

Podstawą zastosowanej tu metody pomiaru jest stalowa linka z korkami umocowanymi co 1 m. Zostaje ona naprężona między dwoma reperami: jednym w dnie jeziora, drugim na brzegu. W utrzymaniu jej na powierzchni wody pomagają przymocowane do niej korki, wyznaczające jednocześnie punkty pomiaru.

Pomiary głębokości dna są możliwe tylko przy gładkim lustrze wody, stąd niejednakowe odstępy w czasie między pomiarami. Wykonywano je począwszy od wiosny 1961 r. do późnej jesieni, przez 5 lat uzyskując 6—7 pomiarów w ciągu jednego roku. Każdemu pomiarowi towarzyszył inny stan wody. Porównywalność pomiarów można uzyskać, przeliczając je do jednego, przyjętego za podstawę, stanu wody 46 cm.

Uzyskane w ten sposób profile batymetryczne ilustrują stan w dniu, w którym wykonano pomiar. Porównanie konfiguracji dna w odstępach miesiąca lub nieco dłuższych daje obraz przekształceń jakim uległo ono w tym okresie, względnie świadczy o braku tych przekształceń. Na załączonych profilach batymetrycznych płycizny na Przeczce wyróżnia się część ulegająca stałym zmianom (od reperu do około 30 m) oraz część pozostająca właściwie bez zmian, z wyjątkiem samego brzegu (ryc. 10).

Rozmieszczenie ciągów pomiarów płycizny przybrzeżnej w terenie wskazuje mapa.

Metoda fotogrametryczna. Wydłużony kształt Jeziora Mikołajskiego i stosunkowo niewielka jego powierzchnia, 459,3 ha [S y n o w i e c, 34], były przyczyną, iż brak tu brzegów klifowych o żywej abrazji. Jedynie

zachodni odcinek wysokiego i stromego brzegu koło Kulinowa eksponowany na falowanie od strony Śniardw poprzez największą szerokość jeziora nasuwał myśl, że abrazja jest tu jeszcze możliwa, zwłaszcza że płycizna przybrzeżna jest stosunkowo wąska i falowanie, w czasie wyższych, wiosennych stanów wody, może docierać do podnóża zbocza. Kąt jego spadku wynosi 57° , a występujący na zboczu piasek z domieszką gliny powinien osypywać się ku dołowi. Ten zatem odcinek brzegu poddano badaniom metodą fotogrametrii.

Zdjęcia wykonywano raz do roku na wiosnę. Następnie pod kierunkiem dr inż. M. Niepokólczyckiego wykonywany był plan hipsometryczny badanego odcinka brzegu z cięciem izohips co 20 cm, a na jego podstawie szereg profilów poprzecznych. Porównanie profilów prowadzonych przez te same punkty w ciągu czterech lat pozwoliło stwierdzić, że zmiany zarejestrowane tak dokładną metodą są bardzo nieznaczne. Występują one raczej skokami co kilka, a nawet kilkanaście lat.

Metoda geochronologiczna. Badając osady jeziorne złożone na dzisiejszych brzegach, a więc tam gdzie ongiś sięgały wody jeziora, nie można pominąć kwestii wieku tych osadów. Wnioski nasuwające się z interpretacji przekrojów geologicznych znalazły cenne potwierdzenie w ścisłych metodach datowania: analizie palynologicznej i ekspertyzie datowania metodą C^{14} . Pozwoliły one na dokładniejszą ocenę wieku badanych osadów i odtworzenie ewolucji jakiej uległa misa Jeziora Mikołajskiego.

Analizie palynologicznej całej warstwy osadu aż do allerödskiego iłu poddano materiał z 3 przekrojów geologicznych. W przekroju 4 materiał z wiercenia 6 zaburzony soliflukcyjnie okazał się bardzo trudny do zbadania, dlatego dodatkowo pobrano i zanalizowano rdzeń z wiercenia 16. Analiza ta potwierdziła wyniki analizy poprzedniej (ryc. 11 i 12).

Z wiercenia 4 w przekroju 12 wykonano analizę palynologiczną tylko między stropową warstwą torfu a gytią. Ponieważ z wiercenia tego datowano metodą C^{14} warstwę torfu pobraną z głębokości 595—660 cm, nie było celowe dublowanie analiz z tego samego miejsca. Przy porównaniu natomiast wierceń 4 i 5 w przekroju 12 uderza zupełnie inny układ warstw w basenach przylegających z jednej strony do jeziora Tałty (wiercenie 5), z drugiej — do Jeziora Mikołajskiego (wiercenie 4, ryc. 5). Datowanie torfu leżącego blisko spągu na 9330 \pm 400 lat B. P. nie daje odpowiedzi jak przebiegał proces tworzenia się osadów wyżej, a zwłaszcza kiedy skończyło się osadzanie gytii i zaczął się tworzyć torf leżący w stropie. Dodatkowa analiza warstwy kontaktowej torf — gytia pozwoliła zorientować się, iż są to osady młode pochodzące z okresu subatlantyckiego.

W celu zorientowania się w wieku torfów położonych na wschód od Dybowa wykonano analizę palynologiczną próbek pobranych z wiercenia 2 przekroju 7, z głębokości 175 i 195—210 cm. Analiza ta również potwierdziła wniosek wysnuty na podstawie danych dla przekroju 4

(na zachód od Dybowa), iż są to, podobnie jak tamte, utwory stare z okresu preborealnego.

Oprócz wyżej opisanych metod ścisłych ujmujących zjawiska w liczbach, przy których pomocy mogą być one przedstawione graficznie, autorka starała się utrwalić fotograficznie zaobserwowane zmiany zachodzące na brzegach jeziora. Zanotowane daty zdjęć pozwalają prześledzić ewolucje jakim ulegają formy brzegowe, nawet na przestrzeni kilku lat. Większe fragmenty brzegu, których nie obejmował obiektyw aparatu fotograficznego, starano się uzupełnić szkicami (ryc. 15).

Wskutek ograniczonego limitu papieru tylko niewielka część zebranego materiału może być załączona do niniejszej pracy. Wszystkim zainteresowanym poruszonymi tu zagadnieniami autorka chętnie udostępni pełną dokumentację i pełny tekst swej pracy.

ZMIANY LINII BRZEGOWEJ

Ze wszystkich zmian, jakim ulegają brzegi jezior, najbardziej rzucają się w oczy i są najłatwiej uchwytne zmiany linii brzegowej, będące wynikiem ciągłych zmian stanu wody w jeziorze. Waha się on w pewnych granicach w ciągu roku, co pociąga za sobą zatapianie lub wynurzanie części brzegów. Miejscami widać dawne brzegi jeziora leżące z dala od brzegów dzisiejszej misy jeziornej. Między brzegami dawnymi i obecnymi rozciągają się najczęściej płaskie, niskie łąki, miejscami jeszcze podmokłe.

Można wyróżnić dwa typy zmian linii brzegowej jeziora:

1. zmiany roczne i kilkuletnie, dostępne bezpośrednim obserwacjom i pomiarom,
2. zmiany wieloletnie, trwające od powstania jeziora do czasu ukształtowania się dzisiejszej jego misy.

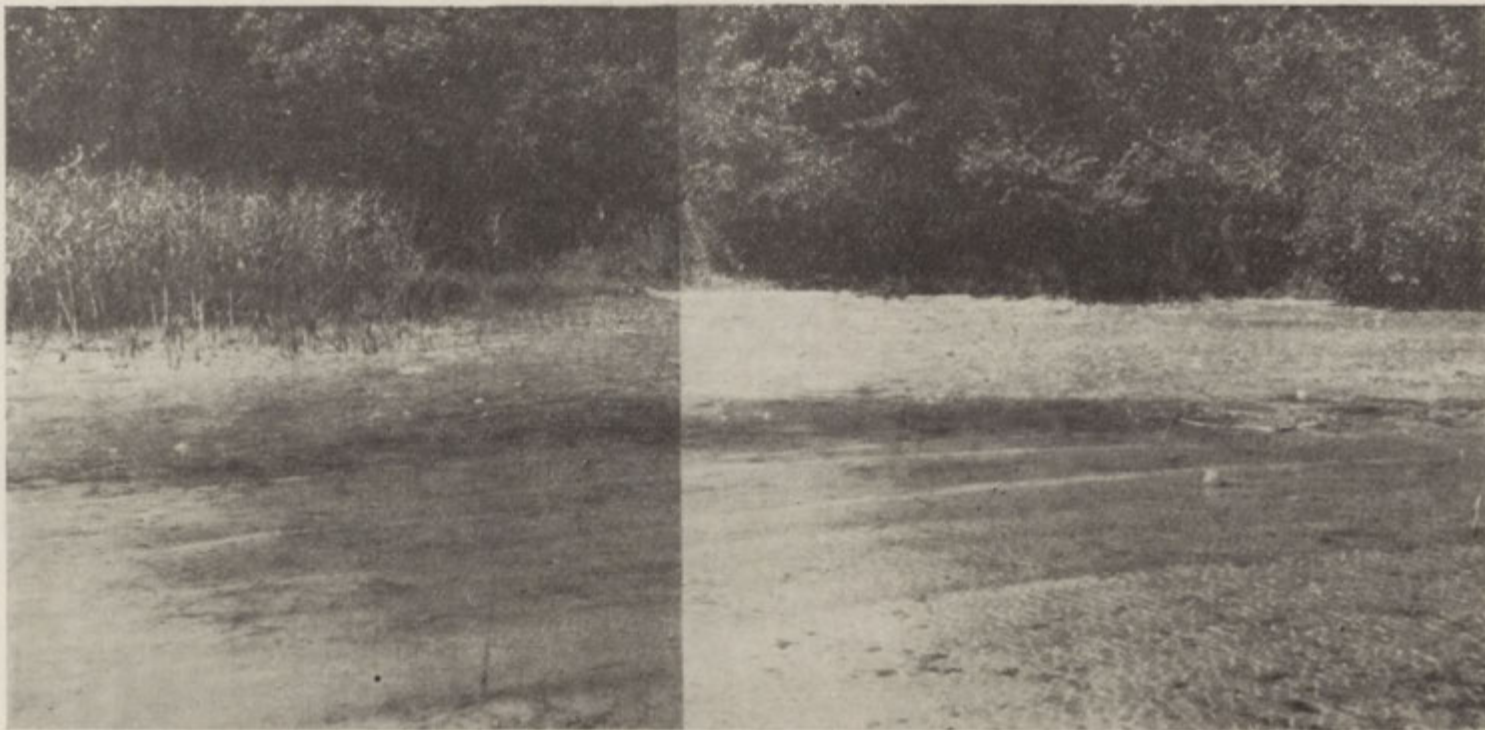
Każdego roku na wiosnę linia brzegowa przesuwana się w głąb łądu dzięki najwyższemu na wiosnę poziomowi wody, po czym w miarę opadania wody przesuwana się z powrotem ku misie jeziora. Z tej przyczyny przy wnikliwszych badaniach powszechnie przyjęte pojęcie linii brzegowej może stać się nie dość dokładne. W miejscach gdzie brzegi Jeziora Mikołajskiego są niskie i płaskie przesuwana się ona o około 100 m w ciągu roku. Na mapach w skali 1 : 100 000 jest to szczegół bez znaczenia, na mapie w skali 1 : 5 000 czy 1 : 10 000, przebieg linii brzegowej różni się znacznie, zależnie od tego, przy jakim stanie wody każda z map została wykreślona. W związku z tym autorka wprowadziła obok terminu „linia brzegowa” termin „strefa brzegowa”, rozumiejąc przez to obszar przejściowy położony między linią maksymalnego zasięgu wody

w czasie przeciętnych wysokich stanów a linią minimalnego zasięgu w czasie przeciętnych niskich stanów wody.

Na Jeziorze Mikołajskim roczne zmiany stanów wody wahają się w granicach 50 cm. Ekstremalne wartości w ciągu kilku lat mogą się różnić o przeszło 1 m, jak to widać z przytoczonych obok danych z Obserwatorium PIHM w Mikołajkach.

Rok hydrolog.	Maksimum w cm	Minimum w cm	Amplituda wahań w cm
1955/56	88	46	42
1956/57	119	74	45
1957/58	124	66	58
1958/59	66	33	33
1959/60	75	23	52
1960/61	70	27	43
1961/62	67	23	44
1962/63	54	15	39
1963/64	90	13	77
1964/65	65	10	55

Jak wspomniano, zmiany te powodują w końcu zimy i na wiosnę zatopienie sporych połaci niskiego brzegu, który w swych partiach najdalszych od jeziora jest już pokryty zwartą szatą roślinną o charakterze lądowym (trawy i zioła, wiklina, olcha i inne). Ten najdalej od jeziora położony pas łąd zostaje zatopiony wiosną na stosunkowo krótki okres i jak z różnic w najwyższych stanach wody widać, nie każdego roku. Następnie woda stopniowo opada odsłaniając tereny położone bliżej jeziora. Wynurzają się wówczas obszary o roślinności mieszanej lądowo-wodnej, na których wśród kępek sitowia lub między trzcina pojawia się trawa i inne rośliny zielne lądowe. Tutaj też wyrastają pierwsze wierzby i olchy, często pojedynczo rozrzucone drzewa. Wreszcie ku jesieni zaczyna się wynurzać ta część strefy brzegowej, która jest jeszcze dnem jeziora. Jest ono bądź pozbawione roślinności, bądź wyspowo lub w całości pokryte roślinnością wodną (trzcina, sitowie, tatarak, ramienice i inne). W każdym wypadku odsłonięcie dna sprzyja usadowieniu się na nim przede wszystkim roślinności wód płytkich, jak sitowie, tatarak, a miejscami ukazują się już kępki trawy. Roślinność ta, raz uczepiwszy się gruntu, nie ustępuje przed zalewami wiosennymi, a każde ponowne wynurzenie wykorzystuje, by się umocnić i rozrastać dalej (fot. 1 i 2). Przybywająca z roku na rok ilość roślin zatrzymuje



Fot. 1. Wynurzona piaszczysta płycizna przybrzeżna przy Pisnej Kępie w jesieni 1963 r. Po lewej stronie widoczna trzcina.
Photo 1. Sandy shoal come into view in autumn of 1963 on Piska Kępa shore. On the left, patch of reeds is visible



Fot. 2. Ta sama płyčina w rok później (26 X 1964 r.). Przed trzcinaą wyrósł zwarty łąn sitowia.

Photo 2. The same shoal one year later (Oct. 26, 1964). In front of reed patch a dense sedge stand has developed

nanoszone przy wyższym stanie wody osady mineralne i organogeniczne i wreszcie doprowadza do wynurzenia płycizny ponad poziom wody (w języku polskim brak odpowiedniego określenia tego procesu, który Niemcy nazywają „Verlandung”). Obszar taki, przez większą część roku dobrze nawodniony, porasta bujna roślinność, charakterystyczna dla wilgotnych łąk (wierzbowka, mięta i inne).

Brzegi zarośnięte zwartą masą trzciny są zabezpieczone przed falowaniem i naporem lodu. Brzeg osłonięty trzcina porasta bez przeszkód bujna roślinność lądowa. Jej zwarta szata, zwłaszcza zbita darń nie dopuszcza do jego naruszenia.

Przekształcenia wysokich i stromych brzegów nie są tak wyraźne i szybkie, a zmiany stanu wody nie grają tu tak dużej roli. Obecnie przed wysoko wznoszącymi się brzegami rozciąga się co najmniej kilkumetrowej szerokości pas płycizny przybrzeżnej, która nie dopuszcza kipieli do podnóża stoku. Staje się on dostępny działaniu falowania tylko przy wysokich stanach wody, a więc na wiosnę. Pewne znaczenie ma też działanie pokrywy lodowej i kry w końcu zimy, czyli również przy wysokich zazwyczaj stanach wody. Wprawdzie skutek stosunkowo niewielkich rozmiarów Jeziora Mikołajskiego masy lodu nie podcinają tu brzegu tak silnie jak na Śniardwach, wpływy te jednak zaznaczają się przede wszystkim w postaci wałów spiętrzonych przy brzegu, a także, choć znacznie słabiej, w podcięciach tego brzegu tam, gdzie pokrywa lodowa sięga bezpośrednio podnóża klifu. Większe zniszczenia niż krótkotrwały napór pokrywy lodowej lub kry powoduje na brzegach klifowych falowanie, wymywając wnęki u podnóża stoku, co z kolei prowadzi do sporadycznych obrywów czy osuwisk.

Mimo iż brzeg zbudowany jest przeważnie z piaszczystego materiału z niewielką tylko domieszką gliny, korzenie rosnących tu drzew i kępy traw przeciwdziałają jego niszczeniu, czemu sprzyjają rosnące między drzewami krzewy, trawy i zioła. Od czasu do czasu jednak rosnące na znacznej pochyłości i samym swym ciężarem przechylające się i osuwające w dół drzewa przewracają się, czego dowodem są ich pnie leżące w wodzie. W brzegu powstają wyrwy i stopniowo rozszerza się płycizna przybrzeżna, a brzeg nieznacznie się cofa. To samo obserwował i opisał A. Q u e d n a u [30] w swej pracy o jeziorze Mamry.

Opisane zjawiska powstają pod wpływem falowania oraz naporu pokrywy lodowej lub kry na brzegi jeziora. Zasięg ich działania zależy od zmieniającego się stanu wody w jeziorze w ciągu roku i w ciągu wielu lat, obojętne czy zmiany te powstają w sposób naturalny, czy sztuczny. W Jeziorze Mikołajskim, zespolonym z kompleksem Wielkich Jezior Mazurskich, poziom wody jest regulowany przez człowieka od czasu zbudowania w XIX w. kanałów i śluz na północ i na południe od jeziora.

Wieloletnie zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego można odtworzyć w przybliżeniu w oparciu o ślady dawnych brzegów zarysowa-

nych jako krawędzie na skłonach pagórków lub jako wały brzegowe usypane na osadach jeziornych. Ślady te świadczą o zmniejszaniu się obszaru wodnego Jeziora Mikołajskiego.

Najdalszy zasięg linii brzegowej można odczytać tam, gdzie niskie, torfiaste łąki na północno-wschodnim brzegu jeziora (od Dziedzinowego Rogu do Przeczki) przechodzą w pagórki morenowe. Łagodne ich zbocza załamują się i wyraźną krawędzią przechodzą w znacznie bardziej stromy stok, który tworzy kąt z równiną rozciągającą się aż po współczesne brzegi jeziora (ryc. 2). Potwierdzeniem wniosków wynikających z interpretacji form zewnętrznych jest to, że równiny zbudowane są z osadów jeziornych, które będą dokładniej rozpatrzone w drugiej części tej pracy. Pagórki gliniaste wzięte pod uprawę są od lat orane i bronowane; uprawa przesuwana się stopniowo w kierunku jeziora, a to powoduje nanoszenie materiału z wyższych miejsc na niższe i zaciera krawędzie dawnych brzegów (przekroje 4, 7, 20).

Znaczną część torfowisk zajmują łąki. Na nich przede wszystkim zaznaczają się dalsze etapy postępu linii brzegowej jeziora w postaci wałów brzegowych. W kilku miejscach (przekroje 4, 9, 10, 19 i mapa) widoczne są dwa wały — dalszy, który musiał powstać wcześniej i bliższy jeziora — młodszy. W innych miejscach widać tylko jeden wał brzegowy — może odpowiada on jednemu z dwóch poprzednio wymienionych. Wały te są śladami kolejnych „postojów” zwierciadła wody w Jeziorze Mikołajskim. Tworzą one jakby stopnie, którymi jezioro zstępowało w dzisiejsze brzegi, stopnie świadczące o tym, że regresja wód odbywała się raczej nierównomiernie.

Autorka obserwowała mechanizm powstawania wałów brzegowych, które tworzą się i zanikają rozmywane przez kipieli, by znów pojawić się mniej więcej w tym samym miejscu; nim wał się ostatecznie utrwalił przekształcał się wielokrotnie. Dopiero opanowanie go przez roślinność i obniżenie się lustra wody pozostawia wał brzegowy jako ślad wyższego zasięgu jeziora.

Odtworzenie przesunięć jakim ulegała linia brzegowa od czasu powstania jeziora możliwe jest tylko w zarysach, gdyż podstawę do tego stanowią pozostawione nieliczne jej fragmenty. Trzeba się liczyć z tym, że każda transgresja niszczyła pozostawione uprzednio ślady brzegów, szczególnie tak łatwe do rozmycia jak wały brzegowe. Wahania stanu wody, które decydowały o tych zmianach, będą tematem ostatniego rozdziału tej pracy.

WARUNKI FIZYCZNOGEOGRAFICZNE JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

W przeciwieństwie do zagadnienia zmian linii brzegowej, która, jak sama nazwa wskazuje, sprowadza się i ogranicza do pojęcia „linii”, procesy brzegowe dotyczą masy materiału mającej długość, szerokość

i miąższość sięgającą często kilku a nawet kilkunastu metrów poniżej powierzchni współczesnych brzegów jeziora. Będą one przeto rozpatrywane w odniesieniu do trójwymiarowej masy osadów gromadzonych na brzegach jeziora.

Procesy jakim ulegają brzegi zależą od warunków fizycznogeograficznych charakterystycznych dla danego jeziora. Są one tematem szeregu prac (Kondracki [18], Synowiec [34 i 35], Szostak [41 i 42], Więckowski [50]), podkreślono więc tylko te cechy, które są istotne dla rozpatrywanego zagadnienia.

Za Synowcem [34] przyjęto podział Jeziora Mikołajskiego na dwie części: północną — Płoso Mikołajskie i południową — Płoso Dybrowskie. Pierwsze z nich jest wąskie o wysokich brzegach i znacznie głębszych głębokościach, drugie — szerokie i płytsze. Dzieli je linia poprowadzona od Dziedzinowego Rogu do Kulinowa. Pozornie umowna północna granica Jeziora Mikołajskiego wyznaczona przez największe zwężenie rynny i niewielkie głębokości tworzące bród, znajduje potwierdzenie w piaszczystym proggu oddzielającym misę Jeziora Mikołajskiego od misy Tałt, a wykorzystanym w przeszłości jako naturalna grobla między dwoma obszarami bagien (przekrój 12). Dziś przebiega tędy ulica Mrągowska.

Jak widać z mapy w późnym glacie Płoso Dybrowskie było niemal połączone z jeziorem Śniardwy, a tylko tu i ówdzie wystawały szczyty pagórków przekraczające wysokość 119 m n.p.m.

Pokrycie morenowych pagórków płaszczem gliny i jej domieszka w utworach piaszczysto-żwirowych oraz opanowanie ich przez roślinność znacznie uodporniło brzegi jeziora przed zniszczeniem. Wydaje się, że brzeg wschodni Płosa Mikołajskiego nie uległ poważniejszym wpływom abrazji. Wiatry zachodnie nie mogą spiętrzać tu wysokich fal ze względu na niewielką szerokość tego płosa oraz znaczną wysokość (do 30 m wysokości względnej) brzegu zachodniego podwyższoną jeszcze wysokopiennym lasem.

Płycizna przybrzeżna jest tu na ogół wąska (10—15 m) i stromym stokiem przechodzi w toń jeziorną osiągając od razu głębokości kilkunastu metrów. Północna połowa tego odcinka brzegu jest zabudowana i sztucznie umocniona przez człowieka, na południowej występuje miejscami taras wzniesiony 1,5—2 m nad średni poziom wody, do którego stóp woda dociera tylko przy wysokich stanach, nie czyniąc mu zresztą szkody ze względu na zwartą darń, którą jest porośnięty. Taras ten zbudowany jest z piasku, w stropie z gładzikami, następnie do 40 cm z piasku grubego i niżej drobnego o wysortowanych równych ziarnach.

Strefa brzegowa obejmuje dwa niższe tarasy oraz płyciznę przybrzeżną, zbudowana jest z piasku warstwowanego, na przemian grubszego (przechodzącego czasami w żwir) i drobnego. Tak więc całe jezioro otoczone jest węższą lub szerszą wstążką piaszczystej plaży zarastającej

jednak szybko trawą, gdy tylko woda cofnie się stąd na dłuższy okres w lecie.

Brzeg zachodni Płosa Mikołajskiego, wysoki i stromy z wąską płycizną przybrzeżną chronią na znacznej długości korzenie porastających go drzew, krzewów i roślin zielnych. Kipiel dociera do podnóża stoku tylko przy wysokich stanach wody. W przeciwieństwie do brzegu wschodniego, w którego strefie brzegowej występuje ił niebiesko-szary bądź pod utworami piaszczystymi, bądź prawie na powierzchni (w porcie PIHM zaledwie pod 50 cm warstwą piasku), przy brzegu zachodnim, nawet w spągu płycizny przybrzeżnej, pod piaskiem, gytia, torfem i cienką warstewką łu zalega glina brunatna (przekroje 13, 15, 16, 17). Wskazywałoby to na cofnięcie się brzegu, dawniej sięgającego dalej ku wschodowi, przynajmniej na odcinku od Stacji Hydrobiologicznej na południe. Musiało to nastąpić wkrótce po odsłonięciu brzegów przez wytopienie krawędzi martwych lodów, po czym jezioro cofnęło się wskutek obniżenia się lustra wody, a na miejscu zniszczonego brzegu zaczęły odkładać się osady jeziorne. Przykładem tego jest przekrój 13, który ukazuje ponadto, że miejscami brzeg mógł się obsunąć zaścielając część dna piaskiem fluwioglacjalnym złożonym pierwotnie wyżej. Osuwisko widoczne jest w wierceniach 4 i 5 przekroju 13 (ryc. 6). Musiało ono powstać w początkowym okresie istnienia misy jeziornej, bo piasek leży bezpośrednio na podłożu mineralnym (w wierceniach 4 jest to mułek a pod nim glina brunatna, zaś w wierceniach 5 ił niebiesko-szary). Osady jeziorne powstały na ławicy piasku. W spągu zalega torf, im wyżej tym mniej rozłożony, właściwie szczątki organiczne, głównie roślinne, między innymi mnóstwo drewna. Nadległą warstwą, której miąższość wzrasta w miarę posuwania się w głąb jeziora, jest zapiaszczona gytia, również bogata w szczątki organiczne i mieszająca się ku górze z dość drobnym piaskiem.

Odrębny fragment między Kobylińcem a Kulinowem stanowi wrzynający się ostro w jezioro długi i wąski język płycizny porośnięty bujną gęstą trzcina. Z jednej i z drugiej jego strony przy brzegu nie ma trzciny na znacznej przestrzeni. Wiercenia geologiczne wykazały, iż jest to kamienisto-gliniasty pagórek, w okresie niskich stanów wody wynurzający się na powierzchnię. Zbudowany z głazów i gliny morenowej, która w znacznej mierze została przez wodę wypłukana (stąd przewaga kamieni i głazów) wznosi się stromo z dna jeziora, a łagodnym obniżeniem łączy się z brzegiem zachodnim. Ten fragment brzegu miejscowa ludność nazywa Pisną Kępą. Jeszcze przed dziesięciooma laty między ową kępą a brzegiem było swobodne przejście dostępne dla łodzi. Trzcina porastająca Pisną Kępę rozrosła się przede wszystkim w stronę brzegu i zamknęła przejście.

Płycizna przybrzeżna z obu stron Pisnej Kępy jest szeroka i zbudowana z miąższego drobnego piasku w stropie czystego, niżej z dość

dużą domieszką gytii. Widać tu wyraźnie wpływ przeszkody jaką przy stosunkowo prostej linii brzegowej utworzyła Pisma Kępa.

Już jednak w niewielkiej od niej odległości płycizna przybrzeżna zwięża się. Usłana jest kamieniami, które tworzą tu niemal bruk. Na nim leżą pojedyncze większe głazy. Wskazuje to na działanie kipieli wynoszącej drobniejszy materiał. Na południe od Pismej Kępy, między nią a Kulinowem, dno jest kamieniste do głębokości przekraczającej 1 m. Tylko ponad linią średniego stanu wody ciągnie się wąska smuga piasku.

W północnym i południowym krańcu Jeziora Mikołajskiego występują wysepki i płycizny. Płycizna na północy, na której wykonano wiercenia, zbudowana jest z głazów, między którymi zalega il niebieskoszary. Natomiast płytka łacha w południowym krańcu jeziora zarośnięta trzcina i tylko w jesieni przy niskich stanach wody wynurzająca się częściowo nad powierzchnię zbudowana jest z piasku.

Brzeg zachodni Płosa Dybowskiego nie różni się budową od brzegu zachodniego Płosa Mikołajskiego; jest wysoki i stromy. Zmienia się natomiast charakter płycizny przybrzeżnej, która ku południowi znacznie się rozszerza. Jej szerokość wskazuje pas rosnącej tu trzciny. Płoso Mikołajskie trzciny prawie nie posiada, a tam gdzie się ona pojawia, zajmuje szerokość nie przekraczającą 10—20 m. Począwszy od Kulinowa pas ten rozszerza się do 30 m, a w południowej części przekracza nawet 100 m szerokości. Wiercenia przy tym brzegu (przekrój 16, 17 i 18) wykazują wszędzie na płyciźnie przybrzeżnej znaczną miąższość piasku, w stropie grubszego, na głębokości poniżej 1 m często bardzo drobnego przechodzącego w mułek. Dno jest usiane kamieniami, podobnie jak na północ od Kulinowa, choć nie tworzą one zwartego bruku. Pokrywające dno kamienie, piasek i jasnobrunatny mułek pochodzą prawdopodobnie z brzegu, niszczonego dawniej przez abrazję.

Północno-wschodni odcinek brzegu Płosa Dybowskiego (od Dziedzi nowego Rogu do Przeczki) zbudowany z osadów jeziornych nie istniał w początkowym okresie tworzenia się Jeziora Mikołajskiego. Zaczął się formować dopiero w holocenie, a tworzący się stopniowo półwysep oddzielił ostatecznie Płoso Dybrowskie od Śniardw. Z tej też strony należy oczekiwać największych zmian linii brzegowej jeziora w przyszłości. Wskazuje na to największa szerokość płycizny przybrzeżnej i stosunkowo niewielkie głębokości tego płosa prócz głęboczka pod Dybowem.

Proces oddzielający Płoso Dybrowskie od Śniardw postępuje z wolna nadal. Jedynym połączeniem jest obecnie ciasne przejście zwane Przeczką. Jest ono płytkie i wąskie, a z dwu przeciwległych brzegów narastają piaszczyste cyple, z których wschodni ma stałą tendencję do rozrastania się i przedłużania zwiężając i spłycając przejście coraz bardziej (ryc. 3 i 9).

Przebieg dłuższej osi jeziora w kierunku NW—SE pozwala na maksymalny rozbieg fal pod wpływem najczęściej występujących i najsilniej-

szych wiatrów z przedziału od W do N. Rzadziej występują wiatry w przedziale od S do SE atakujące w środkowej i południowej części jeziora jego brzeg zachodni. Szerokość Jeziora Mikołajskiego jest największa w tym właśnie miejscu (1,5 km) i wiatr działa tu na powierzchnię wodną prawie od samych brzegów wschodnich, rozbieg fal jest więc stosunkowo duży. Leżący naprzeciwko wysoki brzeg jeziora jest jedynym miejscem, gdzie można by jeszcze oczekiwać występowania procesów abrazji. Kipiel załamuje się jednak na szerokiej płyciźnie przybrzeżnej i wygasa w porastającej tę płyciżnę gęstej trzcinie.

Dochodzące pod pewnym kątem do linii brzegowej fale są stałym transporterem ziarn piasku składanego na brzegach. Przesuwają je one raz w tę, raz w inną stronę, zależnie od kierunku wiatru i falowania. W miejscach szczególnie ku temu podatnych, a więc tam, gdzie istnieje jakiś występ brzegu stanowiący zapórę, która wygasa siłę nośną fal, gromadzi się piasek tworząc najrozmaitsze formy. Warunkiem ich powstania jest także kierunek wiatru utrzymujący się przez dłuższy czas z tego samego przedziału. Zmiana kierunku wiatru powoduje często zniknięcie nie umocnionej jeszcze niczym piaszczystej grobli, a w wypadku utrzymania się przez pewien czas wiatru o innym kierunku pojawia się podobna forma z drugiej strony wspomnianej przeszkody (ryc. 15). Warunkiem utrzymania się takiej formy jest obniżenie się lustra wody do takiego poziomu, by woda nie mogła dosięgnąć tego co poprzednio zbudowała oraz opanowanie tej formy przez roślinność.

Podobny wpływ na brzegi jeziora ma falowanie wywołane przez motorowe jednostki pływające (statki, kutry rybackie, holowniki, łodzie motorowe). Ruch na jeziorze jest duży i trwa przez cały czas gdy jezioro nie jest skute lodem, maksymalne nasilenie osiąga w miesiącach letnich, gdy kilkanaście razy dziennie przepływa przez Jezioro Mikołajskie statek pasażerski, nie licząc innych jednostek pływających. Można więc przyjąć, że co kilka minut przepływa statek, kuter lub łódź motorowa. Działanie na brzegi wywołanej przez nie kipieli jest wprawdzie krótkotrwałe, lecz ciągle powtarza się, wpływa więc nie mniej niż fale wiatrowe na przekształcanie brzegów.

CZĘŚĆ II

FORMY I PROCESY BRZEGOWE

PIERWOTNE BRZEGI JEZIORA

Na odcinku od Dziedzinowego Rogu do Przeczki brzeg Jeziora Mikołajskiego jest niski i płaski. Strefa brzegowa sięga najdalej w głąb łądu pod Dybowem, gdzie jej szerokość dochodzi do 200 m. Równinę tę częściowo zajęta przez zatorfione łąki zamykają w głębi łądu stoki pagórków morenowych. Pagórki pokrywa glina brunatna, mniej lub więcej spiaszczona z gładzikami, pod którą często występuje drobny piasek o równych wysortowanych ziarnach (ryc. 2 — przekrój 7, wiercenie 6). Konfiguracja stoków tych pagórków nie różni się od współczesnych brzegów misy jeziornej, a ich przejście w płaską, równinną łąkę, odpowiadającą dawnej powierzchni wody, jeszcze to podobieństwo podkreśla.

Wiercenia geologiczne (przekroje 4—9) potwierdzają wnioski jakie nasuwa morfologia tej partii brzegu. Jest on w dużej części zbudowany z torfu podścielonego ıłem niebiesko-szarym (ryc. 2) lub gytıą zalegającą na takim samym ıle (ryc. 1). Uderzający jest fakt, że w miarę zbliżania się do stoków pagórka zarówno gytia, jak i torf wyklinowują się raptownie, a strop podścielającego je ıłu podchodzi coraz wyżej, osiagając poziom współczesnego lustra wody.

Wszystkie te dane nasuwają wniosek, że obszary równin leżących u stóp pagórków, a w szczególności obszary torfiastych łąk, są dawną powierzchnią jeziora, stoki zaś morenowych pagórków to jego pierwotne brzegi.

Spąg wyklinowujących się pod stokiem osadów jeziornych wykreśla stromą linię spadku pierwotnego brzegu poniżej lustra wody, znacznie bardziej stromą niż omówiony poprzednio stok między powierzchnią równiny a grzbietem pagórka. Jak widać na wszystkich przekrojach ilustrujących ten odcinek brzegu górna część stoku jest złagodzona tak przez osadzone przy niej osady, jak przez napływ gliny i piasku z wyższych partii pagórka. Ostry spadek części stoku pod powierzchnią nasuwa przypuszczenie, że osady jeziorne przylegające do niego musiały utwo-

rzyć się bezpośrednio po odsłonięciu tych stoków spod brył martwego lodu, nie dopuszczając do złagodzenia spadku przez czynniki atmosferyczne i konserwując je jak gdyby w ich pierwotnej formie. Wniosek ten znajduje potwierdzenie w wynikach analizy palynologicznej prób z wierceń 6 i 16 w przekroju 4 (ryc. 11 i 12) oraz z wiercenia 2 w przekroju 7. Wiek złożonych tam osadów został datowany na okres preborealny. Wkrótce przeto po wytopieniu się martwego lodu płytkie baseny zostały wypełnione osadami jeziornymi.

Wynika z tego również, że stoki morenowych pagórków wyznaczały granicę zasięgu brył martwego lodu oraz, bezpośrednio po ich wytopieniu się, granicę pierwotnego zbiornika wodnego, zarówno w sensie zajmowanego obszaru, jak i wysokości do jakiej ów zbiornik sięgał. Sądząc z przekrojów wykonanych na tym odcinku brzegu (przekroje 4—9) wysokość ta wynosiła około 1 m ponad współczesny poziom Jeziora Mikołajskiego.

Rozpatrzmy dla przykładu wiercenie 13 w przekroju 7. Złożona tu gytia sięga niecały metr nad współczesny poziom Jeziora Mikołajskiego do wysokości 116,5 m n.p.m., ale przykrywa ją przeszło metrowej miąższości czapa gliny i z tej przyczyny punkt ten znalazł się na mapie na wysokości 117,54 m n.p.m. Zasięg przestrzenny dawnego jeziora nie jest więc równoznaczny ze wzniesieniem pierwotnego zbiornika wodnego jak na to wskazują pozostawione osady. Na mapie linia maksymalnego zasięgu Jeziora Mikołajskiego wyraża przeto jego rozprzestrzenienie, które nie może być identyfikowane z wysokością do jakiej sięgało pierwotne lustro wody.

Stopniowe wytapianie się martwych lodów dało w pierwszej fazie istnienia Jeziora Mikołajskiego szeroko rozlany płytki zbiornik wodny. Pod wodą leżały nie stopione jeszcze bryły martwego lodu obciążone gliną, piaskiem, żwirem i głazami.

Na odcinku brzegu między Dziedzinowym Rogiem a Przeczką rozłożyły się jak widać z przekrojów 4 i 7 płytkie baseny przylegające do właściwej misy Jeziora Mikołajskiego. W basenach tych bryły martwego lodu, znacznie cieńsze niż w misie jeziora, wytopiły się o wiele wcześniej. Płytkość basenów nie sprzyjała powstawaniu silniejszego falowania i kipieli przybrzeżnej, toteż zaczęły się one szybko wypełniać osadami jeziornymi. Docierające do pierwotnych brzegów falowanie było zbyt słabe, by je niszczyć, raczej, jak się wydaje, wynosiło tu z głębi basenu tworzące się tam osady. O tym wynoszącym działaniu zdaje się świadczyć kilka faktów stwierdzonych wierceniami. Przede wszystkim gytia wklinowana w brzegi leży znacznie wyżej niż osady w pozostałej części basenu, gdzie poza przekrojem 4 nie ma jej wcale lub tylko w niewielkich ilościach przy dnie (ryc. 2 — przekrój 7, wiercenie 7 i 9), była więc prawdopodobnie wyrzucana na brzeg przez drobne fale. Podobnie torf przy dawnych brzegach leży wyżej niż strop torfiastych łąk.

Za przyjęciem wyjaśnienia, że osady te były przy brzegach wyrzucane przez falowanie przemawia fakt ich silnego zapiaszczenia, a także przemieszania w wielu miejscach torfu z gytą. Przemieszanie to, charakterystyczne dla osadów na odcinku ich wyklinowywania się pod dawnym brzegiem może być wynikiem ruchów wody w strefie brzegowej, które mieszały przynieszone osady z podrywaniem przy brzegu piaskiem, tworząc w rezultacie obraz zamazany w przeciwieństwie do wyraźnej stratyfikacji osadów i braku jakichkolwiek domieszek w warstwach położonych dalej od brzegów.

Ze zboczy pagórków napływała glina na przylepione do stoku osady. Nie jest wykluczone, że na wymienionym odcinku brzegu, który został podbudowany osadami jeziornymi już w okresie preborealnym, spływy te były także wynikiem soliflukcji.

Na podstawie analizy palynologicznej materiału z dwu wierceń z przekroju 4 i stropowej warstwy torfu w wierceniu 2 przekroju 7 można wnosić, że cały odcinek brzegu od Dziedzinowego Rogu do Przeczki wypełnił się osadami już w okresie preborealnym. Napływy gliny w przekrojach 8 i 9 wydają się to potwierdzać, jest to bowiem teren silnie zarośnięty, a pagórki przecięte przez te przekroje są zbyt małymi wysepkami wśród torfowisk, by były brane pod uprawę. Napływy gliny mogły tu więc powstać w sposób naturalny, a to było możliwe tylko w początkowym okresie ich istnienia, gdy nie pokrywała ich jeszcze zwarta szata roślinna.

Do wymieszania wierzchnich warstw gleby przyczynia się obecnie gospodarka człowieka. Orka i bronowanie grzbietów pagórków przenosi materiał morenowy coraz dalej na stoki, pod którymi występuje klin osadów. Materiał naniesiony miesza się z materiałem autochtonicznym, jak to widać w przekrojach 4 i 7.

Na rozpatrzonym odcinku brzegu Jeziora Mikołajskiego szczególnie wyraźnie zarysowane są dawne brzegi jeziora. Charakterystyczną cechą jest to, że dzisiejsze jezioro znacznie się od tych brzegów odsunęło. Na pozostałych odcinkach, gdzie brzegi są wysokie i strome, jedynym śladem pierwotnego zasięgu jeziora jest najwyższy taras jeziorny wznoszący się 2 m nad obecnym lustrem wody, występujący na około stumetrowym odcinku zachodniego brzegu Jeziora Mikołajskiego. Poza tym odcinkiem wydaje się, że osuwanie się materiału ze stromych zboczy zatarło ślady zasięgu martwych lodów. Dzięki znacznej wysokości brzegów i wąskiej przestrzeni wodnej między nimi falowanie na tak małym zbiorniku nie mogło wywrzeć na brzegi większego wpływu, przeto zmiany jakie tu zaszły od początku powstania jeziora są stosunkowo nieznaczne i niewidoczne w skali załączonej mapy.

Osuwisko w przekroju 13 (ryc. 6) wskazuje na cofnięcie się brzegu rzędu około 20 m. Z pozostałych przekrojów przy tym brzegu można

sądzić, że cofnięcie się brzegu zachodniego było na ogół niewielkie i nie przekraczało 50 m.

Wysoki odcinek brzegu wschodniego cofnął się przypuszczalnie jeszcze mniej i tylko w początkowym stadium jeziora. Mięszce pokłady piasku złożone pod tym brzegiem początkowo były prawdopodobnie bardziej spiętrzone i dopiero po wytopieniu się bryły martwego lodu zalegającej misę jeziorną zaczęły się osuwać. Osunięcia te, podobnie jak to wskazuje przekrój 13 przy brzegu zachodnim, mogły mieć miejsce przed pokryciem się stoków roślinnością. Potem proces osuwania się został znacznie ograniczony albo nawet zahamowany.

Profile hipsometryczne wykreślone na podstawie zdjęć fotogrametrycznych brzegu pod Kulinowem, gdzie maksymalny skłon stoku wynosi 57° , nie wykazują większych zmian. W górnej części stoku widać miejscami ubytek materiału odpowiadający warstwie 10—20 cm. Są to miejsca pozbawione roślin zielnych, które rosną tu kępami, a pomiędzy nimi cienka powierzchniowa warstwa gleby ulega zmywaniu. W kilku profilach kolejne krzywe z czterech lat nakładają się na siebie prawie bez odchyżeń.

Pozostałe odcinki brzegu są silniej porośnięte i lepiej osłonięte przed kipiela. Zwłaszcza pokrycie darnią chroni brzeg przed niszczącym działaniem spływu.

Podsumowując powyższe rozważania można wyciągnąć następujące wnioski:

Pierwotne brzegi Jeziora Mikołajskiego zachowały się najlepiej na odcinku od Dziedzinowego Rogu do Przeczki. Leżą one z dala od obecnych brzegów tego jeziora. Pozostałe odcinki brzegów, wysokie i strome, nie noszą śladów zasięgu martwych lodów. Śladem najstarszego, płytkiego jeziora jest najwyższy (2 m) taras jeziorny. Poza tym brzegi te nie uległy znacznieszym przekształceniom.

Rozmiary Płosa Dybowskiego skurczyły się wskutek wypełnienia osadami basenów na wschód i zachód od Dybowa, brzeg zachodni natomiast cofnął się nieznacznie w głąb lądu. Proces cofania się brzegów pod wpływem abrazji został zahamowany wskutek wytworzenia się stanu równowagi między szerokością płycizny przybrzeżnej a wysokością falowania, które tylko w wyjątkowych wypadkach dociera do brzegów jeziora umocnionych przez roślinność.

BASENY PRZYJEZIORNE

Baseny przyjeziorne — wklęsłe, dość płytkie zagłębienia (maksymalna głębokość około 9 m) są pozostałością po bryłach martwego lodu. Ich brzeg dystalny w stosunku do jeziora stanowią stoki pagórków morenowych, w pobliżu natomiast właściwej misy jeziornej dno spłyca się

i tworzy próg oddzielający baseny od dzisiejszej misy Jeziora Mikołajskiego. Jak widać z przekrojów 4, 7, 12 i 14, progi owe zadecydowały o tym, że baseny nie są integralną częścią misy jeziornej i tworzyły z nią jednolitą powierzchnię wodną tylko w początkowym okresie wytapiania się martwych lodów. Dalsze losy basenów kształtowały się odrębnie zarówno w stosunku do właściwego jeziora, jak i w stosunku jednych basenów do drugich.

Niewielkie bryły martwego lodu wytopiły się tu o wiele wcześniej niż w rynnach jeziornej, prawdopodobnie już pod koniec ciepłej interfazy Alleröd, po czym baseny zaczęły się wypełniać osadami jeziornymi. Proces zapełniania się basenów przebiegał niejednakowo dokoła Jeziora Mikołajskiego. Różne było tempo gromadzenia się osadów i różny ich charakter zależnie od zróżnicowania warunków hydrologicznych. Dzięki tej różnorodności niektóre baseny wcześniej wypełniły się całkowicie, inne, o tej samej głębokości, mają w stropie osady bardzo młode; jedne zapełniły się gytią, na której w końcowej fazie powstał torf, zaś inne w całości wypełnione są torfem.

Dno mineralne basenów przyjeziornych, na którym spoczywają osady w postaci gytii wapiennej lub torfu, zbudowane jest z piasków i żwirów oraz z łu niebiesko-szarego. Wklęsłe formy basenów są najprawdopodobniej negatywowym odbiciem brył martwego lodu zalegających w masach piasków i żwirów złożonych w poprzednich fazach zlodowacenia bałtyckiego i tylko powierzchownie wysłane są łem niebiesko-szarym. Wskazywałyby na to fakt, że w wielu wierceniach przebijających osady jeziorne natrafiono w spągu na piaski i żwiry lekko tylko zailone oraz, że często występowały one już pod 20—30 cm warstwą łu. W kilku miejscach nawiercono w spągu łu niebiesko-szary zupełnie czysty, którego nie przebito. Sądząc jednak z występującego w sąsiednich wierceniach piasku (przekrój 14, wiercenie 3 i 4 oraz sąsiednie) przypuszczalnie i ten łu zalega na podobnym podłożu piaszczysto-żwirowym.

W kilku basenach, w których zalegają mięszsze pokłady gytii wapiennej, torf znajduje się nie tylko nad gytią, ale i pod nią. W przekroju 12 widoczne są, łącznie z warstwą stropową, dwie lub nawet trzy warstwy torfu (ryc. 5 — wiercenie 4 i 5). Torf zalegający bezpośrednio na podłożu mineralnym wyściela dno współkształtną do niego, cienką, 10—20 cm warstewką. Autorzy litewscy, a u nas Stasiakowa [38] i Więckowski [50] uważają go za torf powstały w płytkim zbiorniku na martwym lodzie. Przy dalszym wytapianiu się lodów zaczął się on pograżać w wodzie, by pod koniec procesu wytapiania spocząć na dnie. Datowanie tego torfu pobranego do analizy palynologicznej z wiercenia 5 przekroju 12 wskazuje na przełom Allerödu i młodszego dryasu (ryc. 13).

W tym samym wierceniach oraz w wierceniach 4 przekroju 12 nad torfem allerödskim leży druga, grubsza warstwa torfu oddzielona od poprzedniej

wkładką gytii. Datowanie metodą radioaktywnego izotopu węgla C¹⁴ próby pobranej z tego wiercenia z głębokości 595—660 cm szacuje jego wiek na 9330 ± 400 lat B. P. Jest to zatem torf z okresu preborealnego. Taka sama „środkowa” warstwa torfu w wierceniu 5 tegoż przekroju, którego próba była poddana analizie palynologicznej, datowana jest na przełom okresu preborealnego i borealnego.

Poza przekrojem 12, który biegnie wzdłuż rynny mikołajskiej, torf dolny znaleziono również w przekroju 5 (mapa) w basenie przylegającym do jeziora Śniardwy. Nie był on datowany, lecz nikła warstewka podścielającej go gytii wskazywałaby, iż jest to torf młodszy od alleródzkiego. Brak torfu „dolnego” w przekroju 14 można tłumaczyć tym, że kotlina, w której wykonano ten przekrój jest prawie całkowicie izolowana od rynny i choć jest to jeden z najgłębszych basenów w otoczeniu Jeziora Mikołajskiego, bryła lodu zamknięta wysokimi brzegami wytopiła się tu o wiele szybciej niż w rynnie, wskutek czego torf nie zdążył się utworzyć.

W wyniku szybkiego wytopienia się martwego lodu i głębokości do 9 m basen ten dłużej niż inne wypełniała woda, o czym świadczy wyraźnie wykształcona płycizna przybrzeżna pod pierwotnym brzegiem (przekrój 14, wiercenie 5, 8, 9), następnie zatorfiona.

Baseny wypełnione gytią (przekroje 2, 4, 12, 14) mają bardzo różny charakter i rozrzucone są wzdłuż wschodnich, północnych i zachodnich brzegów Jeziora Mikołajskiego (mapa). Jedne z nich są płytkie, jak przekrój 2, gdzie maksymalna miąższość osadów jeziornych nie przekracza 3 m, inne, jak przekrój 12 i 14, sięgają 9 m głębokości. Są one wypełnione gytią wapienną, której maksymalna miąższość wynosi 6 m; barwa jej jest bardzo jasna, prawie biała, z odcieniem szarym, żółtawym lub różowawym. W swych wierceniach spotykałam gytie bez żadnych makroszczątków, a także gytie bogatą w szczątki organiczne roślinne i zwierzęce.

W dolnych warstwach gytia często ciemnieje i w pobliżu podłoża mineralnego zawiera niejednokrotnie naprzemianległe jaśniejsze — brudno-żółte i ciemniejsze warstewki miąższości od 1—2 do 5 mm. Przypominają one warstewki w ilach warwowych i prawdopodobnie są tego samego pochodzenia. W przekroju 14, wiercenie 2 i 7, napotkano miąższą warstwę gytii ciemniejącej stopniowo i osiągającej w spągu barwę czarną. Żelazisty zapach tej gytii zdaje się wskazywać na zawartość siarczków żelaza.

We wszystkich basenach, w których występuje gytia przykrywa ją w stropie warstwa torfu o przeciętnej miąższości 1—2 m; maksymalną miąższość osiąga torf w przekroju 14 gdzie w wierceniu 7 przekracza 3 m.

Charakterystyczną cechą układu warstw osadów w basenach przyjeziornych jest niezaburzona stratyfikacja. Przejście od jednej warstwy do drugiej jest nagłe, w strefie kontaktowej brak wzajemnego przeni-

kania się osadów, poszczególne warstwy są czyste, bez żadnych domieszek. Obraz ten jest przeciwieństwem tego, co widzieliśmy poprzednio u starych brzegów basenów, których osady były wzajemnie przemieszane; świadczy to o dogodnych warunkach sedymentacji, a przede wszystkim braku silniejszych ruchów wody, co w tych płytkich izolowanych zbiornikach jest zupełnie zrozumiałe.

Gytia nie występuje we wszystkich basenach przyjeziornych. Jest to tym bardziej zastanawiające, że na wschód od Dybowa brak jej na zwartym obszarze. Tam baseny nie różniące się kształtem od poprzednio omówionych i jak tamte — wyscielone łem niebiesko-szarym, wypełnione są tylko torfem. Przyczyną braku gytii nie są różnice głębokości basenów, bo w basenie przekroju 2, najpłytszym ze wszystkich, występuje wyraźna warstwa gytii. Natomiast w przekroju 8 natrafiono na basen 6 m głębokości wypełniony wyłącznie torfem. Przyczyną tych różnic są najwidoczniej różne warunki hydrologiczne. Na terenach przeciętych przez przekroje 2, 12 i 14 wymiana wód mogła być dawniej dość żywa, przy tym baseny z przekrojami 2 i 14 krańcowo różne pod względem głębokości (przekrój 2 naj płytszy, przekrój 14 najgłębszy) rozciągają się wzdłuż linii cieków. Rzeźba terenu wskazuje, że istniała tu kiedyś naturalna sieć wodna silnie rozgałęziona sięgająca daleko w głąb łądu. Ruchliwość wód mogła wpłynąć na utworzenie się gytii, a następnie warstwy torfu niskiego. Ciasne przejścia i zabarykadowanie później tych dwu basenów piaszczystą groblą spowodowało całkowite odcięcie ich od jeziora, a obniżenie się poziomu wody i przeprowadzenie rowów odwadniających (w linii dawnych cieków) położyło kres dalszemu rozwojowi torfowiska.

Wypełnienie basenów na wschód od Dybowa samym torfem nasuwa przypuszczenie, że wymiana wód była tam słabsza, co nie sprzyjało gromadzeniu się gytii. Przypuszczenie to zdaje się potwierdzać fakt, że w basenach przekroju 8 zalega torf wysoki (sfagnowy), który według K u l c z y ń s k i e g o [22, str. 16] powstaje na obszarach o wodach gruntowych „absolutnie nieruchomych”, często na wododziałach. Taki właśnie charakter ma końcowa część Półwyspu Dybowskiego dzielącego Jezioro Mikołajskie od Śniardw i chyba ten fakt tłumaczy wystąpienie tu torfowiska wysokiego. Poza tym wokół Jeziora Mikołajskiego występują tylko torfowiska niskie.

Do sąsiadującego z przekrojem 8 przekroju 7 mogły przedostawać się wody bogate w dwutlenek węgla, który nie sprzyja tworzeniu się gytii wapiennej. Tłumaczyłoby to jej brak po tej stronie Dybowa.

W opisach wierceń, które przebijają torfy wypełniające w całości baseny przyjeziorne, powtarza się zjawisko występowania w spągu torfu ciemniejszego, jakby bardziej rozłożonego niż nadległe warstwy środkowe, które na ogół są słabo rozłożone i składają się właściwie z kawałków łądyg i korzeni trzcin. Nie ustalono czy jest to istotnie torf bardziej

rozłożony czy raczej torf powstały z innych gatunków roślin. W pierwszym przypadku mógłby to być albo torf „dolny”, a więc powstały na martwym lodzie i następnie zatopiony, co ze względu na płytkość zbiorników, w których występuje, jest raczej wątpliwe, albo też warstwa silniej rozłożona mogłaby świadczyć o okresowym obniżeniu się lustra wody i wyschnięciu zbiornika, a co za tym idzie silniejszym rozkładzie torfu.

W wyniku analiz palynologicznych stwierdzono ogromną różnicę czasu w jakim poszczególne baseny przyjeziorne ulegały wypełnieniu osadami. Baseny w sąsiedztwie Dybowa wypełniły się już w okresie preborealnym. Natomiast baseny przecięte przekrojami 14 i 12 mają w stropie osady bardzo młode — subatlantyckie.

Wypełnienie się basenów przyjeziornych osadami to ważny etap w ograniczaniu powierzchni wodnej Jeziora Mikołajskiego. W początkowym okresie istnienia jeziora baseny te przyczyniły się wprawdzie do zwiększenia jego powierzchni oraz do połączenia Płosa Dybowskiego z jeziorem Śniardwy, ale dzięki swej płytkości i progom oddzielającym je od właściwej misy jeziornej, szybko uległy „zładowieniu”.

Ogólne wnioski dotyczące basenów przyjeziornych można streścić w następujących uwagach:

Baseny przyjeziorne są to formy wklęsłe o głębokości względnej nie przekraczającej 10 m, oddzielone od właściwej misy jeziornej garbem lub progiem. Z tej przyczyny nie są one integralną częścią misy jeziornej.

Dzięki płytkości baseny zostały już wypełnione osadami jeziornymi — gytią i torfem, a ich zasięg i rozmieszczenie wskazują torfiaste łąki nad brzegami Jeziora Mikołajskiego.

Osady zalegające baseny przyjeziorne mają niezaburzoną stratyfikację, dwie warstwy w strefie kontaktowej nie mieszają się. Osady są czyste bez obcych domieszek.

Część basenów jest wypełniona gytią i torfem, część tylko torfem. Różnice te nie zależą od głębokości basenów, są bowiem baseny bardzo płytkie, w których zalega gytia, i dość głębokie wypełnione samym torfem. Zróznicowanie zależy raczej od lokalnych warunków hydrologicznych.

Pod względem wieku istnieją również duże różnice. Jedne baseny wypełniły się osadami w okresie preborealnym, w innych proces ten zakończył się dopiero w okresie subatlantyckim. W spągu datowanych osadów zalegają wszędzie utwory stare (Alleröd).

CYPLE PIASZCZYSTE

Cypłe piaszczyste osadzone są w misie jeziornej, na skłonie, który schodzi od brzegu w toń jeziora. Nasada cypli zrosnięta jest z brzegiem szeroką podstawą; w jezioro wcinają się one łukiem lub wydłużonym

językiem (mapa i ryc. 15). W miarę zwięzania się cypla rośnie miąższość budujących je piasków (przekroje 10, 11, 18, 20). Tylko w przekroju 10 spotykamy dość znaczne pokłady czystej gytii, i tu jednak przeważa piasek lub silnie zapiaszczona gytia.

W basenach przyjeziornych warstwy osadów w pobliżu progów oddzielających baseny od misy jeziornej traciły miąższość i wyklinowały się. W budowie cypli występuje zjawisko przeciwne — im dalej w głąb jeziora tym większa jest miąższość osadzonego materiału. Powoduje to wzrost gradientu spadku, gdyż koniec nadbudowanego nad pierwotnym dnem cypla urywa się nagle i opada znacznie stromiej w toń jeziora niż inne odcinki dna (por. przekroje 10 i 11). Na tym stromym, podwodnym końcu cypla tworzą się czasami (w wyniku spełzywania) dachówkowato nasunięte na siebie warstewki piasku.

Główną przyczyną tworzenia się piaszczystych cypli jest pierwotna konfiguracja dna a szczególnie brzegów misy jeziornej. Cyple narosły w miejscach, gdzie pierwotna linia brzegowa (obecnie krawędź wysoczyzny) tworzyła załamania, które od początku istnienia jeziora stanowiły przeszkodę wygaszającą siłę nośną „prądów przybrzeżnych”, co prowadziło z kolei do składania w tych miejscach unoszonego materiału.

Rolę ruchów wody w budowie cypli widać najlepiej na Przeczce, którą z dwóch stron zamykają cypłe, przy czym cypel wschodni, jak to wykazuje przekrój 10, jest w Jeziorze Mikołajskim najsilniej rozbudowany tak ze względu na długość, jak i miąższość osadzonego materiału.

W spągu większości cypli nawiercono ił niebieskoszary, mniej lub więcej spiaszczony, czasami piasek ze żwirem i gładzikami lekko zailony. Miejscami ił zanika zupełnie, piasek zmieszany z gytią podesłany jest czystym piaskiem fluwiogłacjalnym lub piaskiem i żwirem. Podłoże mineralne w przekrojach 3, 10, 11, 18, 19 i 20 opada ku misie jeziora.

W basenach torfy „dolne” wyściełają dno na znacznych przestrzeniach (w przekroju 12 około 200 m). W spągu cypli nie stwierdzono ich na odcinkach dłuższych niż kilkanaście metrów. Cienkie, 10—20 cm warstewki tego torfu są podścielone równie cienką warstewką zapiaszczonej gytii (przekroje 3, 18 i 20). Tylko w przekroju 10 przydenna warstewka torfu zalega wprost na iles, można więc sądzić, iż jest to torf starszy, allerödski powstały na martwym lodzie, a następnie zatopiony.

Ciekawe jest, iż w przedłużeniu warstewki torfu występuje czasem wyraźna, tej samej miąższości warstewka zbutwiałych szczątków roślinnych (przekroje 19 i 20).

Znaczne różnice w rozprzestrzenieniu torfów dolnych musiały wynikać z różnych warunków ich powstawania w basenach i w spągu cypla. W basenach przeważa torf allerödski, który mógł się tworzyć na rozległych przestrzeniach martwych lodów. Osadzony na dnie formy

wklęsłej nie podlegał wpływom niszczącym. Inaczej było na skłonie misy jeziornej — tu torf był narażony na silniejsze ruchy wody, był więc przypuszczalnie rozmywany i mógł się ostać na skrawkach dna, do których te ruchy nie docierały. Smugi zbutwiałych szczątków roślin w przedłużeniu warstewki torfu mogły być zasypane piaskiem zbyt szybko, by ulec silniejszemu rozkładowi i storfieniu.

Prócz warstewek torfu w spągu osadów budujących cyple widać jego wkładki także wyżej na najrozmaitszych głębokościach (przekroje 3, 10, 18, 20). Wykazują one ogromne podobieństwo do warstewek torfu powstających dzięki soliflukcji, a opisanych przez F. A. Wtjurinę [53]. Miąższość warstewek jest identyczna z miąższością podawaną przez tę autorkę (5—20—40 cm) i występują one na przemian z warstwami piasku właśnie w tych miejscach, w których podłoże mineralne i złożone na nim osady mają wyraźny upad ku jezioru. Sprzyja to spełzywaniu materiału po skłonie misy jeziornej. Wprawdzie Wtjurina obserwowała to zjawisko na Czukotce; warstewki darni spełzają tam po skłonie w wyniku soliflukcji, by następnie po zasypaniu piaskiem ulec częściowo procesowi torfienia. Mechanizm zjawiska jest jednak chyba ten sam, a widoczne (zwłaszcza w przekroju 10, wiercenie 1) na różnych głębokościach cienkie warstewki torfu rozdzielone warstwami piasku przypominają warstewki pokazane przez Wtjurinę w jej artykule. Torf występuje zatem w cyplach piaszczystych tylko w postaci wkładek. Znacznie większy jest udział gytii, która jednak tylko w przekroju 10 tworzy miąższą czystą warstwę. We wszystkich innych zmieszana jest z piaskiem i występuje od pierwotnego dna mineralnego aż do stropu osadów.

Interpretacja przekrojów geologicznych przecinających cyple piaszczyste nasuwa wniosek, że proces narastania cypli rozpoczął się w początkach istnienia jeziora i na niektórych z nich nie został jeszcze zakończony. Wskazują na to również profile batymetryczne wykonane na podstawie pomiarów głębokości płycizny przybrzeżnej na Przeczce (ryc. 10) i na cyplu koło Stacji. Z zestawienia poszczególnych pomiarów na tych dwóch cyplach widać, że procesy akumulacji są tu bardzo żywe, a piasek, z którego zbudowany jest koniec cypla, jest stale przemieszczany.

Załączone profile batymetryczne wskazują na przemieszczanie się piaszczystego materiału i przekształcanie wału podwodnego na Przeczce. W przegłębieniu między wałem a już utrwalonym brzegiem czteroletnie pomiary nie wykazały zmian dna. Wydaje się jednak, że przesuwany ku brzegowi wał podwodny będzie stopniowo to przegłębienie zasypywał.

Stałe przemieszczanie piasku z miejsca na miejsce tłumaczy budowę geologiczną cypli ujawnioną w przekrojach geologicznych. Wydaje się, że w taki sposób przebiegał proces narastania cypli od początku ich formowania się i ten schemat wyjaśnia dlaczego zbudowane są one ze zmieszanych ze sobą osadów jeziornych.

Spośród omówionych ogólnie cypli piaszczystych na szczególną uwagę zasługuje cypel przecięty przekrojem 10 na Przeczce. Długość jego wynosi co najmniej 200 m, średnia szerokość około 50 m, a średnia miąższość osadów około 10 m. Masa zakumulowanego w nim materiału sięga więc w przybliżeniu 100 000 m³.

W skład budujących cypel osadów wchodzi miąższe pokłady czystej gytii (wiercenia 4, 3, 2, 6, 8), jakich nie spotykamy w żadnym innym cyplu, co wskazuje na specyficzne warunki hydrologiczne, które umożliwiły jej gromadzenie się tutaj. Dominującym jednak materiałem, z którego zbudowany jest cypel, to — podobnie jak w innych — piasek przeważnie zmieszany z gytia.

W warstwach przydennych pojawia się gytia z jaśniejszymi i ciemniejszymi prążkami — gytia „warwowa”. Zalega ona na dolnym torfie, najprawdopodobniej allerödskim, jest więc od niego młodsza; wiek jej można przypisywać przełomowi późnego glacjału i wczesnego holocenu (prawdopodobnie młodszy dryas).

Wzajemny układ warstw gytii zapiaszczonej i czystej wydaje się być wynikiem zmian poziomów wody i związanych z tym zmian stosunków hydrologicznych w różnych partiach brzegu. Miąższość warstwy czystej gytii wzrasta w kierunku lądu i osiąga 4 do 5 m. W wierceniu 4 między dwie warstwy czystej gytii wklonowana jest warstwa gytii zapiaszczonej. Warstwy czystej gytii łączą się przypuszczalnie z okresami wyższego stanu wody, co pociągało za sobą pogłębienie basenu wodnego i przesunięcie strefy brzegowej z kipiela i ruchem ziarn piasku w stronę lądu. Odwrotnie — warstwy gytii zapiaszczonej świadczyłyby o wzmożonym ruchu wody, który udzielał się ziarnom piasku mieszając je z zawiesziną, co było możliwe tylko na płyciznach.

Wiercenie 4 w tym przekroju wysunięte jest najdalej w głąb lądu. Osady jeziorne są tu podścielone łem niebiesko-szarym z dużą ilością piasku, żwiru i głazików. Półmetrowa strefa przejściowa między mineralnym podłożem a nadległą gytia jest mieszaniną łu, piasku i gytii. Ilość tej ostatniej wzrasta ku górze i przechodzi ostatecznie w gytie czystą. Wymieszanie przydennej warstwy osadów może świadczyć o znacznej ruchliwości wody. Wskazuje to, iż stan jej był wówczas na tyle niski, że obszar ten leżał w strefie brzegowej.

Warstwa czystej gytii nad półmetrową warstwą przydennej mieszaniny mogła powstać w wyniku znacznego podniesienia się stanu wody, co stworzyło korzystniejsze warunki sedymentacyjne. Dwumetrowej grubości klin zapiaszczonej gytii wskazywałby na kolejne obniżenie się poziomu wody o co najmniej 3 m w stosunku do stanu obecnego. Przejście gytii czystej w zapiaszczoną jest stopniowe, a od 3 m głębokości znów zalega czysta gytia z mnóstwem szczątków roślinnych. Może to być wynikiem kolejnego podniesienia się lustra wody aż do ponownego wystąpienia głębokości sprzyjającej osadzaniu się czystej gytii. W wier-

eniach 2 i 3 nie ma wkładki gytii zapiaszczonej, gytia czysta tworzy w tych miejscach warstwę miąszszą na 4—5 m, a jej strop leży niżej niż w wierceniu 4.

Materiał budujący cypel w miejscu, gdzie dokonano wiercenia 1 oraz układ materiału różni się zasadniczo od tego, co wykazują pozostałe wiercenia. Nie ma w nim śladu gytii, piasek jest przeważnie gruby z wkładkami drobnego piasku, a jednocześnie pełno tu warstewek torfu lub substancji organicznej częściowo storfiałej. Wiercenie to nie sięgnęło tak głęboko jak inne, ze względu na trudności techniczne, dlatego połączenie warstwy czystej gytii nawierconej w wierceniu 6 z taką gytia w wierceniu 8 należy traktować jako hipotetyczne. Duże ilości grubego piasku wskazują na szczególnie intensywną działalność wody w tym miejscu. Jest to i obecnie koniec cypla wynurzony już nad powierzchnię wody i przekształcający się stopniowo w ład stały (fot. 3 i 4). Dalej na przestrzeni około 70 m rozciąga się płycizna wynurzająca się nad powierzchnię wody przy jesiennych niskich stanach. Jak widać granica tych dwu obszarów jest dość ostro zarysowana nie tylko na powierzchni i jest chyba wynikiem żywszych ruchów wody w przejściu z Jeziora Mikołajskiego na Śniardwy. Najrozmaitsze zjawiska sygnalizują ich istnienie i rolę w kształtowaniu brzegów. Nagromadzenie stosunkowo dużej ilości warstewek grubego materiału na przemian z drobnym piaskiem w przekrojach 10 i 20, a więc na cyplach zamykających Przeczkę, jest wymownym dowodem istnienia ruchów wody w przejściu między tymi jeziorami. Bardzo możliwe, iż ruchy te były intensywniejsze w przeszłości.

Sumowanie się nawet bardzo słabego przepływu z falowaniem wzbudzonym przez wiatry zachodnie musi na Przeczce dawać efekty większe niż w innych częściach Jeziora Mikołajskiego, także ze względu na większą szerokość południowej części tego jeziora, co pozwala na maksymalny rozbieg falowania pod wpływem wiatrów zachodnich oraz ze względu na wąskie przejście między obu jeziorami wzmagające ruch wody, który w literaturze radzieckiej określanany jest mianem prądów przybrzeżnych. W terminologii polskiej brak odpowiednika tej nazwy.

W rezultacie ruchów wody cypel wschodni intensywnie narastał i nadal narasta, zachodni natomiast nie wyszedł dotychczas ze stadium tarasu, którego odpowiednik leży po stronie wschodniej oddalony o 130 m od miejsca, w którym płycizna zapada stromym stokiem w toń Przeczki. Nagromadzenie grubego materiału jest również na cyplu zachodnim większe niż na wschodnim, co sugeruje, że ruch wody przy nim był silniejszy.

Porównanie cypla wschodniego (przekrój 10) i zachodniego (przekrój 20) jest dość wymownym obrazem znacznej przewagi procesów akumulacji po wschodniej — dybowskiej stronie Przeczki. Narastający

stale cypel wschodni nie tylko stopniowo zamyka Przeczkę, ale przesuwana także tor wodny między Śniardwami a Jeziołem Mikołajskim ku południo-zachodowi. W wierceniu 7 przekroju 10 wykonanym na wale podwodnym sięgającym powierzchni wody, natrafiono na podłoże mineralne w postaci ilitu niebiesko-szarego na głębokości ponad 18 m. A zatem w miejscu, gdzie obecnie zalegają miąższe na 18 m osady jeziorne i dno sięga lustra wody, było kiedyś głębsze od dzisiejszego przejście między obu jeziorami (głębokość kanału wodnego na Przeczce wynosi 5—6 m).

Cypel koło Stacji mimo stosunkowo niewielkich rozmiarów (ryc. 4) charakteryzuje się szczególną ruchliwością piasku przy jego końcu oraz, co niewątpliwie ma z tym związek, znaczną miąższością materiału, z którego został zbudowany. Jest to piasek na ogół drobny, wkładki materiału grubszego są cieńsze i rzadsze niż na Przeczce, co nasuwa przypuszczenie, że osadzająca je woda miała mniejszą siłę nośną. Piasek zawiera dość znaczną domieszkę gytii, zwłaszcza bliżej misy jeziornej, oraz szczątków organicznych. Tylko w stropie zalega czysty piasek, który głębiej miesza się z gytią i dużą ilością makroszczątków.

Osobliwością tego przekroju są warstwy węgla drzewnego i popiołu mniej lub więcej miąższe, przedzielone warstwami czystego piasku. Między zupełnie zwęglonymi kawałkami drewna widnieją drzazgi nie zwęglone — jasne, czasem trochę zbutwiałe. Ciekawe jest też to, że w sąsiadujących ze sobą wierceniach układ tych warstw jest bardzo różny. W wierceniu 2 sięgają one podłoża mineralnego na głębokości 8 m poniżej obecnego lustra wody dochodząc do 1 m miąższości. Z głębokości 6 m wydobyto skorupki ze śladami wytłaczanych ornamentów — szczątki jakichś naczyń. W wierceniach 5 i 3 nie ma zwęglonego drewna, w wierceniu 4 widać jedną warstwę przeszło metrowej miąższości i dość wysoko położoną; w odległym o 6 m w głąb ładu wierceniu 10 leży w spągu osadów warstwa o największej miąższości; wyżej leżą jeszcze trzy dość cienkie warstewki zwęglonego drewna.

Zupełnie inny układ warstw zawierających zwęglone drewno w wierceniach tak bliskich jak wiercenia 2 i 2a nasuwa myśl, że są to poszczególne paleniska. Możliwe, że uległy one niewielkim przesunięciom wskutek spełzywania, nie wydaje się natomiast, by miało tu miejsce osuwisko podobne temu, jakie widzimy po przeciwnej stronie jeziora w przekroju 13.

Ślady „palenisk” znaleziono ponadto w przekroju 20 na głębokości 7,5 m, w przekroju 10 na głębokości 6 m i w przekroju 18 na głębokości 2,7 m. Są to jednak pojedyncze stanowiska, a warstwa zawierająca zwęglone drewno wynosi 10—20 cm. Na ślad paleniska na Przeczce na głębokości rzędu 7,5—8 m natrafił również K. W i ę c k o w s k i [50] w miejscu gdzie nie może być mowy o osuwisku.

Układ warstw zwęglonego drewna w przekroju 11 zdaje się wskazywać, że po okresach, w których na wynurzonym z wody skłonie brzegu



Fot. 3. Cypl na Przeczce wiosną 1963 r. Zarysowany wał brzegowy, w jego obrębie lagunka.

Photo 3. Spit on Przeczka in spring of 1963. Notable is a shore ridge and within it a lakelet

narastały warstwy popiołu i węgla drzewnego, następowały okresy wyższego stanu wody, która zasypywała paleniska piaskiem. Nowa warstwa zwęglonych kawałków drewna wiązałyby się z okresami obniżania się lustra wody, co powodowało ponowne wynurzenie się tej części dna.

Cykle piaszczyste na brzegach Jeziora Mikołajskiego powstały w związku z ukształtowaniem brzegu i przybrzeżnej części dna oraz szczególnych warunków hydrologicznych. Zależnie od tych warunków jedne z nich, przynajmniej chwilowo, nie wykazują zmian (przekroje 3, 18, 19), inne są nadal w stadium przekształceń dążących do narastania cypli coraz dalej w jezioro (przekroje 10, 11). Rośnie w ten sposób stale ich objętość i masa budującego je materiału.

Cykle piaszczyste powstały w wyniku akumulacji materiału na skłonie misy jeziornej przez stopniowe narastanie od brzegu i od dna, czemu towarzyszyły zjawiska spełzywania, żywe zwłaszcza na końcach cypli. W rezultacie tych procesów materiał budujący cyple jest przemieszany, a stratyfikacja nie jest tak wyraźna jak w basenach przyjeziornych.



Fot. 4. Koniec cypla na Przeczce 26 IV 1965 r. Widoczny wał z łodyg trzciny i mułu zamykający łukiem najniższy taras.
Photo 4. Spit tip on Przeczka on April 26, 1965. Visible is a ridge formed of reed stalks and mud, arc-like enclosing lowest terrace

Mięszość materiału zakumulowanego mierzona od podłoża mineralnego wzrasta w miarę posuwania się w głąb jeziora.

O stopniowym narastaniu cypli i przerwach w tym procesie związanych z obniżaniem się lustra wody, co musiało prowadzić do ich wynurzenia się, zdają się świadczyć zwęglone drewno i popiół, których warstwy nawiercono przede wszystkim w przekroju 11 oraz w przekrojach 10, 18 i 20. Jeśli są to ślady przebywania ludzi na tych terenach, to sądząc z głębokości na jakiej natrafiono na te paleniska, człowiek musiał się tu zjawić już we wczesnym holocenie, nie później niż w okresie borealnym.

TARASY JEZIORNE

Tarasy jeziorne widoczne są na wielu przekrojach geologicznych. Poza tym występują one wyraźnie na zachodnim brzegu Jeziora Mikołajskiego między Kobylińcem a Kulinowem.

W wyniku pomiarów wysokości względnych widocznych na przekrojach tarasów, podzielono je na kilka grup. Przede wszystkim wyróżniono tarasy wyższe — nadzalewowe i niższe — zalewowe. Terminy „taras zalewowy” i „taras nadzalewowy”, używane dotychczas w odniesieniu do tarasów rzecznych, autorka zastosowała do tarasów jeziornych. Identycznie bowiem jak tarasy zalewowe rzeczne, które znajdują się pod wodą w czasie wysokich jej stanów, także niższe tarasy jeziorne zostają rokrocznie w czasie wysokich stanów wody zalane. Tarasy, do których woda nigdy nie dociera nazywam, analogicznie do tarasów rzecznych, tarasami nadzalewowymi. Wprawdzie skala tych zjawisk jest na jeziorach mniejsza w związku z mniejszymi wahaniami poziomu wody, wydaje się jednak, że nie skala, lecz jakość zjawiska odgrywa w tej sprawie decydującą rolę.

Tarasy nadzalewowe wznoszą się 1—2 m nad lustrem wody i można wśród nich wyróżnić trzy odrębne tarasy. Wyższy z tarasów zalewowych charakteryzuje maksymalne wzniesienie 50 cm nad powierzchnię wody, niższy schodzi aż do jej poziomu.

Pomiędzy grupą tarasów nadzalewowych i zalewowych wyróżniono taras pośredni, położony na wysokości względnej 60—80 cm. Występuje on tylko na odcinku od Dziedzinowego Rogu do Przeczki, a tworzy go wyższy stopień zatorfionej łąki (od wału brzegowego do pierwotnego brzegu, w przekrojach 4 i 7).

Osobno należy wymienić taras podwodny, tylko na krótki okres jesienią wynurzający się nad powierzchnię wody.

Z grupy tarasów nadzalewowych pierwszy, najwyższy, sięga 1,80—2 m nad lustro wody. Zaobserwowano go tylko na zachodnim brzegu jeziora między Kobylińcem a Pisaną Kępą (mapa) na przestrzeni około

100 m. Zbudowany jest z piasku dość grubego ze żwirem i głazikami i wydaje się być platformą abrazyjną pierwotnego płytkiego jeziora o maksymalnym zasięgu i maksymalnym wzniesieniu lustra wody.

Taras drugi leży na wysokości 120—140 cm nad zwierciadłem wody i zbudowany jest z miększych niejednokrotnie na kilka metrów osadów jeziornych, mógł więc powstać dopiero po ich nagromadzeniu się; jest więc tarasem młodym, akumulacyjnym.



Fot. 5. Cypel koło Stacji z widocznym tarasem nadzalewowym schodzącym podcięciem w taras zalewowy.

Photo 5. Spit near Station; visible is overflow terrace passing by undercut into flood terrace

Rozprzestrzenienie tego tarasu jest znacznie większe niż pierwszego. Taras drugi występuje bądź w postaci wąskiej, podciętej półki (przekroje 1, 8, 9, 11, fot. 5), bądź szerokiej, lekko wklęsłej równiny, zamkniętej od strony jeziora wałem brzegowym (przekroje 2, 3, 18, 19, 20). Jest on tu zbudowany z piasku zmieszanego z gytią i mnóstwem makroszczątków organicznych. Brak go natomiast na odcinku brzegu wschodniego między Dziejzinowym Rogiem a Przeczką.

Bardzo interesująca jest lokalizacja trzeciego tarasu, najniższego z tej grupy. Ma on 1 m wysokości względnej i występuje na cyplach z obu stron Przeczki (przekroje 10 i 20). Poziom tych tarasów jest tak iden-

tyczny jakby powstał przez rozcięcie erozyjne jednej równiny akumulacyjnej, jak to się dzieje z tarasami rzecznyymi. Oczywiście nie mogło to mieć miejsca, gdyż Przeczka była pierwotnie o wiele szersza i głębsza, a tarasy powstały dopiero po usypaniu zamykających ją cypli. Jak widać z przekroju poprzecznego obu cypli, powstały one w wyniku akumulacji w holocenie i to po okresie czasu, w którym zdążyły się nagromadzić mięjsze ponad 6-metrowe osady jeziorne.

Tak wyrównany poziom powierzchni obu cypli można chyba tłumaczyć działaniem wód dwu sąsiednich jezior Mikołajskiego i Śniardw, w czasie gdy poziom ich był o przeszło 1 m wyższy od obecnego. Wody przelewały się przez cyple ryglujące przejście jak przez falochrony w zależności od kierunku wiatru ze Śniardw na Jezioro Mikołajskie i odwrotnie. Niwelujące działanie tych wód doprowadziło do powstania wyrównanych, płaskich powierzchni. Po obniżeniu się poziomu wody pozostała wyrównana powierzchnia tarasu.

Ciekawe jest również położenie krawędzi tych tarasów w stosunku do Przeczki. W przekroju 10 krawędź ta jest odległa o przeszło 130 m od toru wodnego Przeczki, w przekroju 20 spada ostrym podcięciem na wąską płyciznę przybrzeżną, a ta przechodzi stromo w kilkumetrową głębię. Odległość dzieląca krawędź tarasu w przekroju 10 od przejścia wodnego zajmują dwa stopnie tarasów zalewowych oraz 70-metrowa płycizna oddzielona wałem podwodnym od toru wodnego.

Czwartym jest taras zajmujący pozycję pośrednią między tarasami nadzalewowymi i zalewowymi. Nie bywa on wprawdzie pokryty wodą, ale leży znacznie niżej od trzech tarasów nadzalewowych, na wysokości względnej 60—80 cm i w przeważającej części jest zatorfiony, ma więc zupełnie inny charakter niż trzy pierwsze tarasy. Występuje tylko na odcinku brzegu od Dziedzinowego Rogu do Przeczki i z obu stron Dybowa zajmuje dość rozległe tereny. Najlepiej widać go w przekrojach 4 i 7 gdzie szerokość jego między pierwotnym brzegiem a wałem brzegowym wynosi odpowiednio 40 i 30 m (ryc. 1 i 2). Ten właśnie wał brzegowy rozgranicza w okolicach Dybowa tarasy czwarty i piąty. Został on nasadzony na torfowisko, którego zerodowana powierzchnia tworzy poziom tarasu piątego — zalewowego.

Pozostałe dwa tarasy to tarasy zalewowe o niewielkim wzniesieniu nad lustro wody. Taras piąty ma 30—50 cm wysokości względnej, szósty — 0—20 cm. Na znacznych odcinkach brzegu nie są one niczym rozgraniczone i tworzą jedną równię pochyłą przechodzącą bardzo nieznacznym spadkiem w płyciznę przybrzeżną. Jest to zupełnie zrozumiałe, ponieważ oba te tarasy w okresach, w których poziom wody przekracza stan średni znajdują się pod wodą, stąd wyrównana powierzchnia spadku. Tylko w szczególnych przypadkach sprzyjających tworzeniu się wałów brzegowych, które rozgraniczyły dwa ostatnie tarasy, wykształciły

się one jako odrębne płaszczyzny. Tarasy te zbudowane są bądź z piasku (przekroje 9, 10 i 15), bądź z torfu (przekroje 4 i 19).

Miejscami brak tarasu szóstego, zaś taras piąty zamknięty jest wałem brzegowym, który w przekroju 4 przechodzi od razu w płycizną przybrzeżną.

Najlepiej wykształciły się oba te tarasy na cyplu z przekrojem 10, gdzie przechodzący jeszcze pięć lat temu w płycizną przybrzeżną taras szósty w ostatnich latach został otoczony coraz bardziej umacniającym się wałem brzegowym (por. fot. 4). Wysunięty język cypla tworzy odrębny poziom oddzielony od tarasu piątego wałem brzegowym starszym, a od płycizny przybrzeżnej wałem młodszym i niższym.

Poziom tarasu szóstego znajduje się w fazie przekształceń. Taras ten wznosi się minimalnie nad średni stan wody, która corocznie pokrywa go i częstokroć niszczy zbudowany poprzedniego roku wał brzegowy (ryc. 15), a buduje nowy, który zależnie od wyższego lub niższego stanu wody tworzy się dalej lub bliżej właściwej misy jeziornej, zaś materiał leżący na powierzchni równi zalewowej przesuwa z miejsca na miejsce. Na rycinie 15 widać ledwie zarysowany taras szósty, choć wyraźnym stopniem oddzielony od tarasu piątego. W 1962 r. zamykał go piaszczysty wał brzegowy, który uległ następnie rozmyciu i przedłużył powierzchnię tarasu szóstego. Przegłębienie widoczne na rycinie w miejscu wiercenia 5 zostało zasypane materiałem z rozmytego wału, powierzchnia tarasu wyrównała się, a następnie porosła trawą, co ją ostatecznie utrwaliło.

Od 1964 r. taras ten wyraźnym podcięciem schodzi pod wodę, gdzie kipiela wytworzyła nowe przegłębienie i zamknęła je najmłodszym wałem. Obecnie składa się on z luźnego piasku, lecz zagłębienie zawarte między nim a brzegiem utrwalonym darnią porosło już latem 1965 r. kępami trawy. Podobnie przedstawia się sprawa na Przeczce (przekrój 10). Tam granica między tarasem piątym i szóstym w postaci szerokiego wału okalającego łukiem starszą część półwyspu jest ugruntowana nie tylko trawą, ale i krzakami wierzby. Taras szósty jest tu porośnięty roślinnością wilgotnych łąk, z roku na rok bujniejszą.

Ostatnią wreszcie platformą, która prawdopodobnie w przyszłości stanie się jeszcze jednym tarasem, są odcinki płycizny przybrzeżnej tam, gdzie brzeg ulega przekształceniom wskutek przemieszczania się ziarn piasku, a więc przede wszystkim w miejscach gdzie leżą przyrastające cyple. Przykładem może i tu być cypel na Przeczce, gdzie płycizna 70 m szeroka jest stopniowo odcinana od właściwego akwenu wałem podwodnym (ryc. 10).

Na cyplu koło stacji tarasy są wąskie, bo wąska jest płycizna przybrzeżna, dynamika ich powstawania jest tu jednak największa. Dzięki temu można obserwować kolejne fazy tworzenia się poszczególnych stopni (ryc. 15).

W podsumowaniu podajemy zestawienie wyróżnionych tarasów

Taras	Wysokość względna w cm	Materiał	Typ	Lokalizacja
Pierwszy	180—200	piasek i żwir	abrazyjny	profile hips. 1 i 2
Drugi	120—140	piasek	akumulacyjny	przekroje geol. 2, 3, 9, 11, 18, 19, 20, prof. hips. 1, 2, 3
Trzeci	100	piasek	akumulacyjno- -abrazyjny	przekroje 10 i 20
Czwarty	60—80	piasek, torf	akumulacyjno- -abrazyjny	przekroje 4 i 7
Piąty	30—50	piasek, torf	akumulacyjno- -abrazyjny	przekroje 4, 7, 8, 9, 10, 11, 15, 19
Szósty	0—20	piasek, torf	akumulacyjno- -abrazyjny	przekroje 9, 10, 11, 15, 19

WAŁY BRZEGOWE

Wały brzegowe usypywane są przez kipieli wodną. E. Rühle [32] wyodrębniła nad jeziorem Świtaż dwa wały, z których wyższy uważa za wynik „procesów denudacyjno-akumulacyjnych na odcinku wyrównanego brzegu jeziornego z dobrze rozwiniętą plażą”. Wał położony niżej, a więc bliżej jeziora, jest według tego autora typem wału brzegowego, który „powstał przez akumulację jeziorno-eoliczną”.

Wały brzegowe Jeziora Mikołajskiego należy zaliczyć do typu pierwszego zawdzięczającego swe powstanie kipieli wodnej. Nie stwierdzono natomiast wałów brzegowych ani żadnych innych form w sąsiedztwie Jeziora Mikołajskiego, które wskazywałyby na udział wiatru w ich budowie. Dzieje się tak dlatego, że Jezioro Mikołajskie nie posiada piaszczystych plaży.

Autorka zaobserwowała, że na wynurzone z wody piaszczyste dno pokryte najczęściej roślinnością wodną wkraczają natychmiast rośliny bagienne. Usypywane przez kipieli nowe wały brzegowe są ustawicznie zalewane przez wodę, co chroni piasek przed wywiewaniem. Przyczyną braku form eolicznych może być także to, że piasek najczęściej zawiera pewną domieszkę gytii i szczątków organicznych, zwłaszcza roślinnych, na których rozwija się roślinność wodna i przybrzeżna, a jej szczątki z kolei służą rozwojowi roślin lądowych.

Widoczny na mapie pas piaszczystej plaży otaczający Jezioro Mikołajskie jest powyżej linii wodnej pokryty darnią, która opanowuje stopniowo każdy świeżo wynurzony skrawek piaszczystego dna.

Przedstawione wyżej warunki wskazują, że wały brzegowe Jeziora Mikołajskiego są przede wszystkim dziełem kipieli i pozwalają wyznaczyć wtórne subatlantyckie maksimum zasięgu jeziora, tak w sensie wysokości do jakiej sięgało lustro wody, jak i obszaru przez to jezioro zajętego.

Materiał budujący wały brzegowe świadczy także o tym, że utworzyła je kiepiał wodna. W skład wałów wchodzi piasek nieco grubszy od tego, który zalega na sąsiednich, niższych terenach. Duży jest udział odłamków muszli. Nieliczny grubszy materiał, jak żwir i głaziki, mógł być wypchnięty na brzeg przez krę.

Na brzegach Jeziora Mikołajskiego stwierdzono występowanie wałów brzegowych znaczących trzy poziomy wód jeziornych wyższych od stanu obecnego. Wały wyższe i położone dalej od akwenu jeziora są starsze, niższe i bliższe jeziora — młodsze. Wał czwarty jest w stadium kształtowania się. Poza tym wyróżniono wał podwodny, który przypuszczalnie z czasem wyłoni się nad powierzchnię wody i przekształci w wał brzegowy. Profile batymetryczne pozwalają śledzić jego narastanie niemal z roku na rok (ryc. 10). Zaobserwowano również wały brzegowe spiętrzone przez schodzącą z jeziora krę.

Pięknie uformowany najwyższy wał brzegowy występuje w przekrojach 18, 19 i 20. Dwa z nich w przekrojach 19 i 20 leżą w pewnej odległości od dzisiejszego brzegu jeziora (35 i 50 m), zaś wał brzegowy w profilu 18 wznosi się wprost z jeziora. Tworzą one łuki zwrócone wypukłością ku jezioru, a stroną wewnętrzną otaczają tarasowate obniżenie. Łukowaty kształt wałów dostosowany jest do kształtu końców cypli, na których zostały one usypane. Przekrój poprzeczny tych trzech wałów jest niemal identyczny, wszystkie one mają stok bliższy jeziora nieco bardziej stromy, a przeciwny, wewnętrzny — łagodniejszy, choć różnica ta jest nieznaczna. Wysokość ich sięga 180—190 cm nad lustro wody a podstawa wynosi 5—10 m.

Usypanie tej linii wałów brzegowych na miększych osadach jeziornych jest dowodem, że powstały one dopiero po osiągnięciu przez cypłe obecnej wysokości sięgającej 1,5 m nad lustro wody w jeziorze, są więc utworem bardzo młodym. Tę samą wysokość mają wały brzegowe na wschodnim brzegu Jeziora Mikołajskiego w przekrojach 2 i 3. Wały te wznoszą się stromo niemal wprost z wód jeziora. Różnią się od trzech poprzednio omówionych bardzo szeroką, 50-metrową podstawą. Do nich należą też wały na Przeczce od strony Śniardw (przekrój 9) i na zachodnim brzegu Jeziora Mikołajskiego (profil hipsometryczny 1). Wał brzegowy w przekroju 14 jest niższy od poprzednich, choć oparty na szerokiej podstawie. Poziom zatorfionej łąki, którą odgradza on od jeziora,

leży na tej samej wysokości, na jakiej znajduje się taras czwarty w przekroju 4. Nasuwa to przypuszczenie, że ten ostatni wał jest współczesny starszemu wałowi brzegowemu w przekroju 4.

Wały brzegowe w przekrojach 2 i 14 zamykają dawne zatoki połączone wąską cieśniną z główną misą jeziora i mają kształt prostych grobli wciśniętych między wyższe brzegi (mapa).

Wał brzegowy niższy, a więc młodszy, między Dziedzinowym Rogiem a Przeczką tworzy groblę równoległą do brzegu oddaloną od niego o 30—40 m. Widać go w przekrojach 4 i 7; jego wysokość wynosi 80—90 cm.

Najniższy wał brzegowy leży w pobliżu brzegu, jego wysokość waha się około 50 cm. Najładniej wykształcony wał tego typu widać w przekroju 10 (wiercenie 5). Jak wskazuje jego położenie i niewielkie rozmiary, jest on znacznie młodszy od dwu poprzednich, zbudowany został przy stanie wody o około 50 cm wyższym od obecnego. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że miało to miejsce w pierwszej połowie bieżącego stulecia, kiedy średnie stany wody były na ogół wyższe [Skibniewski i Mikulski, 33].

O wale brzegowym czwartym można powiedzieć, że jest *in statu nascendi* (fot. 6). Jego kolejne przekształcenia można było obserwować



Fot. 6. Wał brzegowy *in statu nascendi* zamykający łukiem lagunę.

Photo 6. Shore ridge *in statu nascendi*, arc-like enclosing lakelat

w ciągu ostatnich pięciu lat. Do spiętrzania tego wału przyczyniło się w dużej mierze działanie kry wypychającej materiał z płytkiego dna.

Wiercenie 1 w przekroju 10 znajduje się obecnie poniżej poziomu wody, a było wykonane przy stanie wody prawie równym przyjętej średniej. Wydaje się, że właśnie z tego materiału wypchniętego z dna powstaje nowy wał brzegowy.

Prócz wałów brzegowych tworzą się miejscami wały podwodne. Taki właśnie wał powstaje na końcu płycizny przybrzeżnej cypla wschodniego na Przeczce tuż przy torze wodnym łączącym Jezioro Mikołajskie ze Śniardwami (przekrój 10). Przekształcenia, jakim ulega, można odczytać z profilów batymetrycznych (ryc. 10). Przy niskich stanach wody w jesieni wał ten wynurza się na powierzchnię.

Odrębnym typem wałów brzegowych, które w dość niskej formie pojawiają się na brzegach Jeziora Mikołajskiego, są wały spiętrzone przez krę. E. Rühle [32] pisze, że wały takie na brzegach jeziora Świtaż dochodzą do 2 m wysokości, mniejsze wały spiętrzone są przez pływające kry. Wały widoczne na brzegach Jeziora Mikołajskiego są strome i silnie podcięte, ale wysokość ich nie przekracza 50 cm, a podstawa — 1 m. Miejscami, na zachodnim brzegu koło Kulinowa darń utrwaliła je, są one jednak mało widoczne. W większości przypadków wały ulegają później rozmyciu a pozostają tylko te, które kra wypchnęła tak daleko, że kipieli nie może ich osiągnąć i rozmyć.

Streszczając powyższy rozdział należy podkreślić:

Wały brzegowe nad Jeziorem Mikołajskim są dziełem kipieli wodnej. Zbudowane są z dość grubego piasku z domieszką żwiru i ułamkami muszelek. Osadzanie ich łączyło się często z erodowaniem podłoża, wskutek czego leżą one we wgłębieniach.

Najpiękniej wykształcone wały brzegowe wznoszą się na piaszczystych cyplach okalając je jednym lub dwoma łukami. Ich przekrój poprzeczny jest dość regularny z nieco bardziej stromym stokiem zewnętrznym, a łagodniejszym wewnętrznym. Inne wały — zamykające kotliny przyjeziorne — mają charakter grobli przebiegających przez wąskie przejście w linii prostej od jednego brzegu do drugiego. Podstawa ich jest szeroka, a grzbiet dość płaski. Jeszcze inne, nasadzone na torfiaste łąki, są niewysokie i ciągną się równolegle do brzegu na znacznych przeszczeniach.

Przyjmując wały brzegowe za repery wyższych od obecnego stanów wody, wyróżniono trzy ich rodzaje. Najwyższy — wzniesiony 180—190 cm nad średni poziom wody Jeziora Mikołajskiego, średni — niższy o 1 m od pierwszego i najniższy — którego wysokość względna wynosi około 50 cm. Prócz nich zaobserwowano wały brzegowe powstające w ostatnich latach, wały podwodne oraz wały brzegowe spiętrzone przez krę.

Najwyższy wał brzegowy jest granicą tarasu drugiego, średni rozgranicza tarasy czwarty i piąty, a najniższy dzieli dwa tarasy zalewowe piąty i szósty. Wał brzegowy *in statu nascendi* dąży do oddzielenia tarasu szóstego od płycizny przybrzeżnej.

STREFA BRZEGOWA

Wprowadzony na początku termin „strefa brzegowa” wiązałam z powierzchniowym przemieszczaniem się linii zasięgu wód jeziora zależnym od zmian stanu wody. Odróżniłam wówczas zmiany roczne i kilkuletnie od zmian wieloletnich obejmujących cały okres istnienia jeziora, a zatem cały holocen. W tak długim okresie czasu wahania stanu wody były znacznie większe i pociągały za sobą przesunięcia całej strefy brzegowej ku lądowi lub ku jezioru. Mianem strefy brzegowej obejmuję w tym rozdziale nie tylko powierzchnię łądu zawartą między skrajnymi zasięgami linii brzegowej, ale przestrzeń trójwymiarową sięgającą w głąb aż do pierwotnego, mineralnego dna misy jeziornej.

Przekroje geologiczne pozwalają wnikać w budowę strefy brzegowej Jeziora Mikołajskiego. Uwidacznia się ona szczególnie w przekrojach przecinających baseny przyjeziorne, bowiem rozciąga się od ich progu w stronę jeziora niewątpliwie dalej niż mogłam sięgnąć wierceniami i wyraźnie kontrastuje z częścią tworzącą basen przyjeziorny. Natomiast piaszczyste cyple są właściwie pewną szczególną formą tej strefy.

Cechą charakterystyczną strefy brzegowej jest przemieszanie materiału mineralnego z materią organiczną — piasku z gytą — wyklino-
wanie i zapiaszczenie torfu. Dodatkowym elementem podkreślającym tę odrębność jest próg między basenem przyjeziornym a misą jeziora, rozgraniczający z jednej strony uwarstwione osady jeziorne złożone bez zaburzeń w izolowanym basenie, z drugiej — te same osady zmieszane ze sobą i zapiaszczone. Widoczny jest tu wszędzie wpływ falowania, kipieli i innych ruchów wody, które unoszą cząsteczki osadów z dna i mieszają je z przemieszczanym wzdłuż brzegu piaskiem unoszonym zwłaszcza przez fale uderzające skośnie o brzeg (przekroje 4, 7, 12, 14).

W przekrojach 7, 12 i 14 warstwa torfu w pobliżu jeziora wyklina-
wuje się wskutek zniszczenia stropowej jego części. Miąższość zapiaszczo-
nej gytii natomiast rośnie w miarę posuwania się w głąb jeziora, przy
czym w stropie przeważa piasek, a im niżej, tym większa domieszka gytii.

Przegląd wszystkich przekrojów geologicznych otaczających Jezioro Mikołajskie i naniesienie ich na mapę unaocznia fakt, że każdy przekrój zaczyna się od brzegu (także w części podwodnej na płyciźnie przybrzeżnej) węższą lub szerszą, czasami dość grubą warstwą piasku, która obramowuje całe jezioro. Tylko miejscami płycizna przybrzeżna zasłana jest brukiem lub zbudowana z wychodzącego na powierzchnię iltu (mapa).

Zastanawiające jest, iż na odcinku klifowego brzegu koło Kulinowa, który objęty był pomiarami batymetrycznymi i zdjęciami fotogrametrycznymi, nie stwierdzono żadnych zmian w ukształtowaniu dna podczas pięcioletnich obserwacji. Częściowo fakt ten można tłumaczyć brakiem zmian klifowego brzegu stwierdzonym przy pomocy zdjęć fotogrametrycznych.

Ogólnie o strefie brzegowej można powiedzieć, iż charakteryzuje ją przemieszanie osadów, z których jest zbudowana. Jest to konsekwencją położenia tej strefy na skraju misy jeziornej, dzięki czemu jest ona wystawiona na silniejszą niż inne części tej misy działalność wszelkiego rodzaju ruchów wody, które na przemian osadzają i unoszą złożone już osady. Ich masa wskazuje na przewagę sił osadzających nad niszczącymi.

Dominującym składnikiem budującym strefę brzegową jest piasek, w warstwach głębszych z domieszką gytii, czasem z wkładkami torfu, w stropie czysty i często grubszy.

PRÓBA REKONSTRUKCJI PROCESÓW BRZEGOWYCH W CZASIE

Interpretacja szeregu przekrojów geologicznych oraz wyniki analiz palynologicznych i datowanie próbek torfu metodą C^{14} pozwoliły na podjęcie próby rekonstrukcji zmian stanów wody w Jeziorze Mikołajskim od chwili jego powstania aż do czasów obecnych. Zmiany te zapisały się w układzie poszczególnych warstw osadów strefy brzegowej i zostały stwierdzone bądź wizualnie na przekrojach geologicznych, bądź przy pomocy datowania pobranych prób.

Zebrany materiał, choć dość obfity, rzuca światło tylko na pewne momenty czy fragmenty zagadnienia i dostarcza jedynie orientacyjnych danych dalekich od ukazania całości obrazu. Niemniej próba pewnego uporządkowania w czasie omówionych form wydaje się niezbędnym ogniwem końcowym niniejszej pracy.

Ślady osadów jeziornych pod stokami pagórków morenowych sięgające ponad 1 m powyżej obecnego lustra wody (warstewki torfów leżą nawet ponad 2 m), a przede wszystkim najwyższy taras jeziorny wzniesiony 2 m nad jeziorem wskazują na zasięg pierwotnego jeziora, które w Allerödzie tworzyło prawdopodobnie płytki, ale szeroko rozlany zbiornik, wypełniony głębiej bryłami martwego lodu. Jezioro zajmowało wówczas największy obszar i łączyło się szeroko z jeziorem Śniardwy przez obecny półwysep (mapa), z którego wystawały nad wodę tylko pagórki morenowe, a także przez całą szerokość rynny z jeziorem Tałty. W płytkich basenach przyjeziornych (do 10 m głębokości) martwy lód wytopił się wcześniej niż w głębokiej (przekraczającej miejscami 20 m) misie jeziornej, po czym baseny te zaczęły się wypełniać osadami — gytią wapienną lub torfem.

Pod osłoniętymi stokami pagórków morenowych osadzały się prawdopodobnie w tym okresie przynoszone przez falowanie i mieszane przez kipiel gytia, torf i piasek.

W miarę dalszego wytapiania lodu poziom wody w jeziorze obniżał się, a zajmowany przez nie obszar kurczył (mapa i ryc. 16). Pewne zjawiska wskazują na to, że na przełomie Allerödu i młodszego dryasu poziom wody obniżył się o 3—4 m poniżej stanu obecnego. Przypuszczenie takie nasuwają przydenne warstwy torfu w basenach o głębokości tego rzędu znacznie lepiej rozłożone od warstw leżących wyżej. Nie wiadomo, czy jest to „torf dolny”, tzn. torf powstały na martwym lodzie, który po jego wytopieniu osadzał się na mineralnym dnie jeziora, gdyż w basenach tej głębokości wypełnionych gytia nigdzie nie spotkano tego torfu, co wskazywałoby, że niewielkie bryły martwego lodu wytopiły się zbyt szybko, by torf zdążył się na nich utworzyć.

Ochłodzenie klimatu w młodszym dryasie spowodowało, że przyrost osadów był w tym okresie niewielki. W końcu tego okresu nastąpiło przypuszczalnie ostateczne wytopienie się martwego lodu w przekroju 12 i w związku z tym zatopienie powstałej na lodzie warstewki torfu. Nad allerödskim torfem utworzyła się warstewka gytii, przeważnie zapiaszczonej, zwłaszcza w warstwach przydennych. Spągowa jej część zawiera prążki jaśniejsze i ciemniejsze. Na gytii zalega druga warstwa torfu, która zaczęła się tworzyć w końcu okresu preborealnego, a zatem gytia powstała wcześniej.

Prawdopodobnie pod koniec młodszego dryasu lub na początku okresu preborealnego osunęła się piaszczysta ławica przy zachodnim brzegu (przekrój 13). O wieku tego osuwiska świadczy z jednej strony zaleganie warstwy czystego piasku tworzącego wspomnianą wyżej ławicę na ile niebiesko-szarym, z drugiej — odłożenie się na niej warstwy torfu przykrytego następnie zapiaszczoną gytia. Wątpliwe, aby był to torf alle-rödski (osuwisko musiałyby w takim przypadku nastąpić w początkach Allerödu co nie wydaje się możliwe), należy raczej przypuszczać, iż jest to młodsza warstwa torfu dolnego pochodzącego z okresu preborealnego. Hałda piasku musiała zatem zsunąć się ze zbocza wcześniej.

W okresie preborealnym lustro wody znajdowało się — jak się wydaje — na tym samym poziomie co obecnie. Wskazują na to: soczewka piasku zmieszanego z gytia w przekroju 4 (wiercenie 9 i 12), który jak wykazała analiza pyłkowa wypełnił się osadami już w tym okresie oraz wyraźnie wykształcona płycizna przybrzeżna przykryta następnie torfem (przekrój 14, wiercenia 6—5—8). W tym też okresie baseny przyjeziorne na płytkim brzegu od Dziedzinowego Rogu do Przechki wypełniły się osadami, na co wskazują wyniki analiz palynologicznych (ryc. 11 i 12).

W końcu okresu preborealnego tworzyły się przypuszczalnie warstwy torfu, który albo został następnie przykryty młodszymi osadami (przekroje 1, 2, 13, 18) albo zalega na powierzchni względnie tuż pod nią

(przekroje 2, 4, 7 i 19), gdyż wierzchniej około 50—100 cm warstwy, nie udało się zidentyfikować.

Prawdopodobnie na przełomie okresu preborealnego i borealnego poziom wody zaczął gwałtownie spadać w związku ze wzrostem temperatury i wynikającym z tego intensywniejszym wytapianiem resztek martwego lodu przy jednoczesnym intensywnym parowaniu powierzchni wodnej. Można to odczytać z diagramu pyłkowego z przekroju 12 wiercenia 5 (ryc. 13), w którym w tym właśnie czasie wytworzyła się wspomniana już miększa warstwa drugiego torfu. Warstewki torfu zalegające nie bezpośrednio na podłożu mineralnym, lecz podścielone cienką warstwą gytii, widoczne są w wielu przekrojach. Torf w przekroju 13 jest przypuszczalnie tego samego pochodzenia. W większości przekrojów są to warstewki około 20 cm miąższości, tylko w przekrojach 12, 13 i 18 miąższość ich sięga 1 m. Torf zalega na różnych głębokościach z charakterystycznym w większości przypadków upadem ku misie jeziora. Układ taki może być wynikiem spełzywania, wydaje się jednak, że torf tworzył się na skłonie ówczesnej misy jeziornej, sięgając coraz niżej w miarę obniżania się poziomu wody.

Warto zwrócić uwagę, że w okresie preborealnym przy stanie wody równym dzisiejszemu, rozmiary Jeziora Mikołajskiego były większe niż obecnie, bo osady jeziorne zaczynały się dopiero odkładać i woda zajmowała znaczne obszary dziś stanowiące łąd stały. Jezioro to łączyło się z jeziorem Tałty całą szerokością rynny, połączenie ze Śniardwami było również znacznie szersze, gdyż oddzielające je cyple jeszcze prawie nie istniały. Nie wiemy czy wypełnianie osadami basenów między Dziezdzinowym Rogiem a Przeczką było już całkowicie zakończone; wydaje się, że były one bardzo płytkie, lecz jeszcze pokryte wodą.

W ciepłym i suchym okresie borealnym, w związku z wytopieniem się martwych lodów, poziom wody obniżył się przypuszczalnie o 7,5—8 m. Wskazują na to warstwy węgla drzewnego znalezione w spagu osadów na tej właśnie głębokości i to w kilku znacznie od siebie oddalonych miejscach, przede wszystkim na cyplu koło stacji (przekrój 11 wiercenie 2) i na Przeczce (przekrój 20 wiercenie 2). Na tej też głębokości w przekroju 10 warstwa silnie zapiaszczonej gytii podściela miększą warstwę gytii zupełnie czystej. O wkładce węgla drzewnego na wschodnim skłonie dna Przeczki na głębokości 7,5—8 m pisze również w swej pracy K. Więckowski [50]. Można to tłumaczyć tylko obniżeniem się wody w jeziorze i wynurzeniem tych części dawnego dna Jeziora Mikołajskiego, z których pobrano próbki. W diagramie pyłkowym z przekroju 12 widoczny jest ponadto gwałtowny wzrost roślin paprociowatych w okresie borealnym, co również potwierdza wniosek, iż teren ten wynurzył się nad powierzchnię wody. Na ten okres przypada powstanie drugiej warstwy torfu w tym przekroju.

Argumentem przemawiającym za tym, że poziom wody był wówczas niższy co najmniej o 4 m od obecnego są wyniki analiz pyłkowych z przekroju 12 i 14, które wykazują brak osadów w okresach borealnym, atlantyckim i subborealnym. Jak widać granica między osadami starszymi i młodymi z okresu subatlantyckiego przebiega na głębokości około 4 m poniżej lustra wody, najwidoczniej więc woda nie sięgała w tym czasie wyżej.

Obniżenie się stanu wody o około 8 m musiało spowodować zmniejszenie powierzchni Jeziora Mikołajskiego i przesunięcie linii brzegowej ku środkowi jeziora. W wyniku tych zmian mogło ulec przerwaniu połączenie z jeziorami Śniardwy i Tałty (mapa). Trzeba jednak pamiętać, że ówczesna misa jeziora była w niewielkim dopiero stopniu wysłana osadami jeziornymi, trudno więc — nie znając miąższości osadów w tych przejściach — przesądzić tę sprawę. Mapa bowiem ilustruje obecny kształt misy jeziornej.

Brak osadów świadczy, że transgresja wód w okresie atlantyckim nie przekroczyła głębokości 4 m. Śladem tej transgresji jest miąższa warstwa czystej gytii w wierceniu 4 przekroju 10 i warstwy piasku naniesione na węgiel drzewny w przekroju 11. W tym samym czasie bliżej toru wodnego Przeczki (wiercenia 7 i 8) gromadziły się duże ilości gytii silnie zapiaszczonej, a po przeciwnej stronie Przeczki (przekrój 20) piasek na przemian drobniejszy i grubszy. Wskazuje to na znaczne różnicowanie warunków hydrologicznych na niewielkich odległościach.

Ponowna regresja w suchszym od atlantyckiego okresie subborealnym mogła sięgać około 6 m poniżej dzisiejszego lustra wody. Poziom ten znaczy pojedyncza warstewka węgla drzewnego (przekrój 10, wiercenie 8) leżąca nad osadzoną w poprzednim okresie gytia i nowe, wyżej położone warstwy tego węgla w przekroju 11 (warstwa przeszło metrowej miąższości w wierceniu 2). Na głębokości 6 m w wierceniu 1 przekroju 11 znaleziono prócz tego okruchy wypalanych naczyń z wyraźnym śladem wytłaczanego ornamentu.

Przy końcu tego okresu poziom wody zaczął się podnosić, chociaż proces ten odbywał się z przerwami, na co wskazują np.: klin silnie zapiaszczonej gytii w przekroju 10 i wyższe warstwy zwęglonego drewna w przekroju 11 i 18.

Dopiero jednak w okresie subatlantyckim woda pokrywa wynurzone poprzednio płycizny, na których w miejscach zacisznych ponownie zaczyna się odkładać gytia, a później torf; na cyplach nadal gromadzi się piasek zmieszany z gytia. Dowodem tego jest pojawienie się po długiej przerwie śladów tego okresu w spektrach pyłkowych (ryc. 13 i 14).

Po maksimum spiętrzenia, które jak wskazują najwyższe wały brzegowe, osiągnęło co najmniej półtora metra nad stan obecny, wody zaczęły opadać. Wydaje się, że podczas podnoszenia się poziomu wody w basenach odkładała się gytia, a torf powstawał w okresie regresji wód.

Regresja ta odbywała się przypuszczalnie stopniami, z dłuższym utrzymaniem się wody na jednym poziomie, lub z niewielkimi okresowymi transgresjami, z którymi związane byłyby niżej położone wały brzegowe oraz podcięcia tarasów nadzalewowych. O dłuższym postoju poziomu wód na wysokości przekraczającej nieznacznie 1 m w stosunku do stanu obecnego może świadczyć trzeci taras z obu stron Przeczki.

W diagramach pyłkowych z przekroju 12 (ryc. 13) widoczny jest gwałtowny wzrost roślin paprociowatych w drugiej połowie okresu subatlantyckiego, których ilość później stopniowo maleje. Wzrost ten wiąże się przypuszczalnie z regresją wód po osiągnięciu stanu maksymalnego. Ostateczne wypełnienie basenów przyjeziornych osadami i usypanie piaszczystych cypli oraz rozbudowanie strefy brzegowej w czasie wysokiego poziomu wód jeziora spowodowało, że po obniżeniu się lustra wody znaczne obszary pokryte dotychczas wodą wynurzyły się nad jej powierzchnię (część z nich uległa storfieniu) i pokryły się lasami, na co wskazuje mnóstwo pni drzewnych pogrążonych w torfowiskach. Stopniowe kurczenie się obszaru lasów wycinanych przez człowieka jest przyczyną zmniejszania się także ilości paprotników w spektrach pyłkowych.

Z danych wodowskazowych ostatnich stu lat dla Wielkich Jezior Mazurskich [Skibniewski, Mikulski, 33] wynika, że jeszcze w początkach XX w. stan wody na Jeziorze Mikołajskim był wyższy niż obecnie — byłoby to zatem ostatnie stadium stopniowego spadku poziomu wody trwającego od okresu jego maksimum po dzień dzisiejszy.

Formą utworzoną przy stanie wody nieco ponad 116 m n.p.m., jaki dominował w pierwszej połowie bieżącego stulecia, jest prawdopodobnie trzeci wał brzegowy — najniższy i położony najbliżej jeziora (ryc. 1, 3 i mapa).

Przedstawiona powyżej hipoteza wahań stanu wody w Jeziorze Mikołajskim znajduje potwierdzenie w wynikach prac dotyczących zarówno tego jeziora, mianowicie w pracach M. Ralskiej-Jasiewiczowej [31] i K. Więckowskiego [50], w pracach J. Stasiakowej [37, 38], dotyczących innych jezior Pojezierza Mazurskiego, jak i w pracy E. Oberdorfera [28] odnoszącej się do jezior w zachodnich Niemczech. K. Więckowski [50] z położenia warstewek zbitego przez falowanie detrytusu roślinnego na głębokości 6—8 m oraz z położenia warstwy węgla drzewnego pod osadami 7,5 m poniżej obecnego poziomu wody wnosi, że poziom ów był w okresie borealnym niższy o 6—8 m.

Trudno natomiast zgodzić się z poglądami M. Szostaka [42] na zmiany poziomu wody w jeziorze Śniardwy (tab. 7, str. 90). Okres borealny był okresem suchym i cieplejszym od współczesnego, niesłuszne jest zdanie: „...w okresie borealnym i na początku atlantyckiego następuje zwilgocenie klimatu” (str. 64). W okresie atlantyckim — ciepłym i wilgotnym — poziom wody mógł się podnieść, jak wskazują

jednak analizy palynologiczne (ryc. 13 i 14) i szereg innych omówionych wyżej zjawisk, nie przekroczył on 112 m n.p.m. Szostak natomiast na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego notuje najwyższy stan wody (patrz tab. 7), która potem stopniowo opada i osiąga najniższy poziom w połowie okresu subatlantyckiego. Tymczasem analizy pyłkowe prób pobranych z brzegów Jeziora Mikołajskiego wykazują ponowne pojawienie się osadów jeziornych po przerwie w ich osadzaniu trwającej od okresu borealnego. Coraz chłodniejszy i wilgotny klimat okresu subatlantyckiego także sprzyjał raczej podnoszeniu się poziomu wody w stosunku do poprzednich, cieplejszych i suchszych okresów, niż spadkowi tego poziomu.

Przy zgodności poglądów autorki na wahania stanów wody w poszczególnych okresach holocenu z poglądami cytowanych wyżej autorów nie podobna przyjąć odrębnego przebiegu tych wahań na jeziorze Śniardwy tworzącym z Jeziorem Mikołajskim jedno lustro wodne.

ZAKOŃCZENIE — PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Procesy brzegowe w świetle badań przy użyciu różnych metod pomiarowych i obserwacyjnych okazały się zjawiskiem bardzo skomplikowanym. Zastosowane metody dają pewien obraz przebiegu tych procesów w czasie i w przestrzeni.

Procesy te są ściśle związane ze zmianami stanów wody. Podczas transgresji strefa brzegowa przesuwana się w głąb lądu, w czasie regresji cofa ku stokom misy jeziornej, obejmując swym wpływem obszary położone dalej lub bliżej jeziora. Dzięki temu w strefie tej spotykamy utwory litoralne złożone na osadach abysalnych i pokryte z kolei warstwą osadów związanych z ponownym podniesieniem się poziomu wody.

Pierwotne podłoże, stosunki hydrologiczne bardzo zróżnicowane w poszczególnych punktach jeziora, wreszcie zmiany stanu wody, wpłynęły na budowę bardzo różnorodnych form wokół Jeziora Mikołajskiego.

Pierwotna misa jeziora wypełniona martwym lodem, podczas jego wytapiania się, a szczególnie po tym, była i jest nadal wyścielana osadami jeziornymi. Proces gromadzenia się osadów przebiega inaczej w części abysalnej, gdzie sedymentacja odbywa się o wiele spokojniej, a inaczej w części litoralnej, poddanej ruchom wody o różnym charakterze.

Strefa brzegowa w sensie geologicznym obejmuje cały obszar, na którym odbywały się wahania stanu wody od początku istnienia jeziora po dzień dzisiejszy, nie tylko wszcz i wzdłuż brzegu, ale także w głąb aż po mineralne podłoże osadów jeziornych.

Przy bardzo dużym zróżnicowaniu szerokości i miąższości strefy brzegowej są to tony materiału mineralnego i organicznego, najczęściej wymieszanego, co jest jedną z charakterystycznych cech tej strefy. Ma-

teriał nagromadzony przez wieki wypełnił pierwotne zagłębienia 5—10 m głębokości i dziś rozciągają się tu łąki lub olszyny wyrosłe na torfach bądź piaskach, które zajmują powierzchnię setek metrów kwadratowych i leżą powyżej dzisiejszego poziomu wody.

Ślady akumulacji jeziornej sięgają najdalej na brzegach niskich, ograniczonych w odległości kilkudziesięciu, a nawet więcej niż stu metrów od brzegów jeziora stokami pagórków morenowych. Osady jeziorne występują tu w niewielkich ilościach, mieszają się z piaskiem i najczęściej wyklinowują się pod stokiem. Przykryte są mięszszą do 1 m warstwą spiaszczonej gliny zalegającej w stropie pagórków. Znajdujące się tu osady jeziorne wiążą się z najwcześniejszą fazą rozwoju jeziora, kiedy było ono płytkie, lecz szeroko rozlane.

Przykrycie osadów jeziornych materiałem morenowym mogło mieć miejsce przed opanowaniem pagórków przez roślinność, która hamuje przenoszenie cząstek gleby. Inaczej przedstawia się sprawa na obszarach obecnie uprawianych, które dochodzą zazwyczaj do stoku pagórków, gdzie grubość czapy materiału morenowego wzrasta także obecnie.

Płaskie, torfiaste łąki między pagórkami a jeziorem to dawne baseny przyjeziorne, ciągnące się wzdłuż misy jeziornej np. od Dziejzinowego Rogu do Przeczki bądź tworzące pojedyncze kotliny wciśnięte między pagórki, których wysokość względna dochodzi do 20 m (przekrój 14). Od właściwej misy jeziornej oddziela je próg, który łącznie z niewielką głębokością tych basenów zadecydował o ich losach odrębnych od losów właściwego jeziora. Tworzyły one jednolitą taflę wodną z Jeziorem Mikołajskim w początkowym okresie wytapiania się martwego lodu, a częściowo także w okresie subatlantyckiej transgresji. Gdy misa jeziora była jeszcze w stadium wytapiania się potężnych brył lodu, baseny przyjeziorne, uwolnione już od niego, intensywnie wypełniały się osadami. Płytsze — do 5 m głębokości — wypełniły się już w okresie preborealnym, głębsze (przekroje 12 i 14) zostały wypełnione tylko częściowo.

W basenach odizolowanych od właściwej misy jeziornej gromadzenie osadów odbywało się spokojnie, co zadecydowało o ich niezaburzonej stratyfikacji. Tylko przy brzegach tych basenów widoczna jest charakterystyczna mieszanina osadów. Od progu, który oddziela baseny od misy jeziornej, w kierunku jeziora rozbudowana jest właściwa strefa brzegowa składająca się z kilkumetrowej mięszności osadów jeziornych wymieszanych z piaskiem, który występuje tu w największej ilości.

Szczególnym przypadkiem strefy brzegowej są piaszczyste cyple ze wszystkimi jej charakterystycznymi cechami: przemieszanymi osadami jeziornymi, niewyraźną stratyfikacją, przewagą piasku nad innymi składnikami i śladami zmian prądów przybrzeżnych powstałych pod wpływem falowania i przepływu wyrażonymi w postaci warstewek grubszego

i drobniejszego piasku na przemian. Zwłaszcza cypel na Przeczce narastał w tempie szybszym od innych. W przyszłości może wskutek tego zaistnieć konieczność utrzymywania sztucznego połączenia między Jeziorem Mikołajskim a jeziorem Śniardwy, odpowiednio szerokiego i głębokiego dla celów żeglugowych.

Obszar wzmoczonej akumulacji przesuwał się to w stronę lądu, to w stronę jeziora zależnie od zasięgu jego wód. W cyplach narastających we właściwej misie jeziornej zachowały się ślady także niskich stanów wody. Ślady te poparte wynikami analiz palynologicznych posłużyły do hipotetycznego odtworzenia wahań zwierciadła wody w okresach borealnym, atlantyckim i subborealnym, gdy pozostawało ono poniżej dzisiejszego poziomu.

Świadectwem najwyższego stanu wód w okresie subatlantyckim są jeziorne tarasy nadzalewowe i najwyższe wały brzegowe. Sądząc z ich wzniesienia przybór wód musiał wówczas sięgać około 1,5 m ponad stan obecny. Pojawienie się wielkich ilości spor roślin paprociowatych w spektrach pyłkowych w drugiej połowie atlantyku wiąże się przypuszczalnie z opadaniem wód i wkraczaniem na ich miejsce wilgotnych lasów. W okresie regresji, który mógł być przedzielony krótkimi okresami stagnacji, a nawet ponownej niewielkiej transgresji, powstawały następne stopnie tarasów i niższe wały brzegowe.

Tak więc proces wypełniania basenów przyjeziornych osadami został zakończony, natomiast strefa brzegowa, a szczególnie cyple piaszczyste przyrastają nadal.

Wskutek niewielkich rozmiarów, a zwłaszcza dzięki wydłużonemu kształtowi Jeziora Mikołajskiego, wysokie i strome brzegi, silnie zarosnięte, a szczególnie brzegi sztucznie umocnione w części jeziora przylegającej do Mikołajek, nie wykazują zmian w ostatnich latach, a ich przeobrażenia od początku istnienia jeziora wydają się stosunkowo niewielkie. Największe zmiany spowodowane przez abrazję i osuwiska wydarzyły się prawdopodobnie w początkach istnienia jeziora, gdy lustro wody było wyższe, a brzegi niczym nie umocnione. Stosunkowo małe zmiany są zrozumiałe w zestawieniu z faktem długotrwałego niskiego stanu wody w jeziorze, kiedy w optimum klimatycznym wynurzone brzegi musiały pokryć się dość bujną roślinnością by oprzeć się niszczącemu działaniu erozji, a następnie — przy wyższym stanie wody w okresie subatlantyckim — abrazji.

Wahania stanu wody w Jeziorze Mikołajskim wyniosły w przybliżeniu 10 m, od 7,5—8 m poniżej obecnego poziomu wody do około 2 m ponad ten poziom. Przez większą część czasu istnienia jeziora poziom jego był znacznie niższy od współczesnego (przeciętnie o 4 m). Stan wody wyższy od dzisiejszego wystąpił w początkach istnienia jeziora, gdy było

ono jeszcze w większości wypełnione martwym lodem i tworzyło płytkie, szerokie rozlewisko oraz w połowie okresu subatlantyckiego, gdy misa jeziora prawdopodobnie niewiele się różniła od dzisiejszej.

Jeśli nawiercone warstwy węgla drzewnego i popiołu są śladami gospodarki ludzkiej na brzegach jeziora, to należałoby przypuszczać, że człowiek zjawiał się na tych terenach już w okresie borealnym.

LITERATURA

- [1] Bieliukas A., Stanaitis A., 1962. Žuvinto ežero morfometriniu rodikliu kitimas. Moksliniai Pranešimai, t. 14, 2 sąs. Ežerotyra. Vilnius.
- [2] Bogacki M., 1962. Niektóre zagadnienia plejstocenu i holocenu Holandii. Przegl. Geogr. t. 34, z. 3.
- [3] Bogacki M., 1963. Morfologia doliny Pisy na tle poziomu sandrowego. Maszynopis pracy doktorskiej. Warszawa.
- [4] Bogosłowski B. B., 1960. Ozierowiedienije. Izdatielstwo Moskowskogo Uniwersiteta.
- [5] Butrym J., Cegła J., Dżułyński S., Nakonieczny S., 1964. New Interpretation of „Periglacial Structures”. Folia Quatern., Kraków.
- [6] Elsner H. J., 1964. Limnologiczny system typów jezior, dotychczasowy rozwój i perspektywy. Przegl. Zagran. Lit. Geogr. z. 4.
- [7] Galon R., 1936. Zagadnienie teras jeziernych w Prusach Wschodnich. Czas. Geogr. t. 14, z. 2—3.
- [8] Galon R., 1954. Wstępna wiadomość o opracowaniu dotyczącym zanikania jezior w Polsce. Przegl. Geogr. t. 26, z. 2.
- [9] Galon R., Roszkówna L., 1961. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na terytorium Polski w świetle analizy form marginalnych łądolołu. Przegl. Geogr. t. 3, z. 3.
- [10] Garunkštis A., 1958. Vandens sroviu itaka Lietuvos TSR ežeru atabrado formavimuisi. Lietuvos TSR Mosklu Akademijos Darbai, Ser. B, 1.
- [11] Garunkštis A., 1962. Pagrindines Dusios, Simno ir Žuvinto ežeru skirtingo užaugimo priežastys. Moksliniai Pranešimai, t. 14, 2 sąs. Ežerotyra. Vilnius.
- [12] Garunkštis A., Vasiliauskiene M., 1961. Kai kurie Lietuvos ežeru atabrado užaugimo desuingumai. Lietuvos TRS Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, t. 4.
- [13] Ikonnikow L. B., 1965. Izuczenije dwizenija pribriežnych nanosow na Gorkowskom wodochraniliszcze s pomoszczju mieczenogo pieska. Izwiestija AN SSSR, Sier. Geogr. nr 5, Moskwa.
- [14] Jakowlewa L. V., 1961. Płotnost' ilowych otłożenij małych wodojemow. AN SSSR, Laboratorija Ozierowiedienija. Moskwa—Leningrad.
- [15] Kabailienė M., 1962. Kai kurie Žuvinto ežero raidos bruožai diatomeju tyrimo duomenimis. Moksliniai Pranešimai, t. 14, 2 sąs. Ežerotyra. Vilnius.
- [16] Kalinowska K., 1961. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. Przegl. Geogr. t. 33, z. 3.
- [17] Klimkaite I., 1962. Žuvinto ežero nuosėdu chemine charakteristika. Moksliniai Pranešimai, t. 14, 2 sąs. Ežerotyra. Vilnius.

- [18] Kondracki J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Odbitka z Biul. Geolog.* 65.
- [19] Kondracki J., 1953. Morfologia jeziora Tajty. *Roczn. N. Roln.* t. 67.
- [20] Kondracki J., Pietkiewicz S., 1961. The Last Glaciation and the Terminal Stages of the Middle-Polish Glaciation in NE Poland. *Guide-book of Excursion D INQUA.*
- [21] Krygowski B., 1954. Uwagi o związku jezior Niziny Wielkopolskiej z wodami gruntowymi. *Przegl. Geogr.* t. 26, z. 2.
- [22] Kulczyński S., 1939. *Torfowiska Polesia.* Kraków.
- [23] Kunskas R., 1962. Pagrindiniai Žuvinto paliu raidos etapai. *Moksliniai Pranešimai*, t. 14, 2 sąs. *Ežerotyra.* Vilnius.
- [24] Kwasow D. D., Krasnow I. I., 1965. Osnownyje problemy izuczenija prilednikowych ozier siewiero-zapada Jewropiejskoj czasti SSSR. *Matieriały k simpoziumu po istorii ozier Siewiero-zapada.* Leningrad.
- [25] Linhart J., 1956. Morfologicke zmeny v zatopnem územi Oravske Prehrady. *Prace Brnenské zakladny Ceskoslovenské akademie ved.* 28, z. 11.
- [26] Linhart J., 1959. Izuczenije formirovanija bieriegow na wodochraniliszczach Czechosłowakii. *Izw. AN SSSR. Ser. Geogr.* nr 2.
- [27] Majdanowski S., 1950. Zagadnienie rynien jeziernych na Niżu Europejskim. *Nadbitka z Badań Fizjograficznych nad Polską Zachodnią* nr 2, z. 1. Poznań.
- [28] Oberdorfer E., 1931. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft.* Freiburg, v. 31, 1—86.
- [29] Piasecki D., 1954. Wstęp do badań procesów brzegowych. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* t. 4, z. 5. Warszawa.
- [30] Quednau A., 1927. Das eiszeitliche und das heutige Mauerseebecken. *Heimatforschung aus Ostpreussens Mauerseegebiet.* Langensalza.
- [31] Ralska-Jasiewiczowa M., 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Palaeobotanica* v. 7, nr 2. Kraków.
- [32] Rühle E., 1961. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtaż. *Z badań czwartorzędu w Polsce* t. 10, Warszawa.
- [33] Skibniewski L., Mikulski Z., 1954. *Hydrologia Wielkich Jezior Mazurskich.* *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* t. 4, z. 4. Warszawa.
- [34] Synowiec A., 1961. *Morfometria Jeziora Mikołajskiego.* *Dokum. Geogr.* z. 2. Warszawa.
- [35] Synowiec A., 1962. *Termika Jeziora Mikołajskiego a jego warunki fizycznogeograficzne. Studium stateczności pionowej.* *Maszynopis pracy doktorskiej.* Warszawa.
- [36] Stanaitis A., 1962. Kalvoto-dauboto ir limnoglacialinio reljefo ežeru viršvandeniniai dubenys ir su jais susijusios reljefo formos. 2 sąs. *Moksliniai Pranešimai*, t. 14, *Ežerotyra.* Vilnius.
- [37] Stasiak J., 1963. *Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej.* *Prace Geogr. IG PAN*, nr 42. Warszawa.
- [38] Stasiak J., 1967. Age and Evolution of meltwater basins in the Masurian Lake District. *Baltica* nr 3, Vilnius.
- [39] Stasiak J., 1967. Notes on the origin of late-glacial lacustrine deposits. *Biul. Peryglac.* nr 16, Łódź.

- [40] Szafer W., 1952. Schyłek plejstocenu w Polsce. Z badań czwartorzędu w Polsce. Biul. 65, Warszawa.
- [41] Szostak M., 1961. Charakterystyka morfologiczna i hydrograficzna południowej części rynny mikołajskiej. Dokum. Geogr. z. 2, Warszawa.
- [42] Szostak M., 1967. Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. Prace Geogr. IG PAN nr 58, Warszawa.
- [43] Szupryczyński J., 1958. Rzeźba i budowa geologiczna Dębowej Góry. Studia Societatis Scientiarum Toruniensis t. 3, Toruń.
- [44] Szupryczyński J., 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace Geogr. IG PAN nr 39, Warszawa.
- [45] Vasiliauskiene M., 1959. Atabrado ypatumai skirtingu genetiniu tipu ežeruose (sūdovos aukstumose). Lietuvos. TSR MA Geologijos ir Geografijos Institutas. Moksliniai Pranešimai, Geologija, Geografija, t. 10, 2 sąs.
- [46] Vasiliauskiene M., 1962. Krantu sutvirtinimo itaka Lietuvos ežeru atabrado vystymuisi. Lietuvos TSR MA Geologijos ir Geografijos Institutas Moksliniai Pranešimai, t. 14, 2 sąs. Ežerotyra.
- [47] Vasiliauskiene M., 1963. Riešes baseino ežeru atabradai. Lietuvos TSR MA Geografijos Skyrus Moksliniai Pranešimai, t. 15, Ežerotyra ir Pelketyra.
- [48] Vasiliauskiene M., 1963—1964. Priekrantiniu vandens srovium veiklos atspindys atabrado nuosedose Dringio ežero tyrimu duomenimis. Lietuvos TSR Geografinė Draugija, Geografinis Metraštis, t. 6—7.
- [49] Wiengrow S. L., 1958. O rusłowych processach na bolszych wodochraniszczach (Po materiałam nabliudienii 1952—1955 na Cimlanskom wodochraniszczie). Rusłowyje processy. Sbornik statej. AN SSSR.
- [50] Więckowski K., 1965. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. Prace Geogr. IG PAN nr 57. Warszawa.
- [51] Woldstedt P., 1955. Proischoždienije ozior w obłastjach drewniego olodienienija. Woprosy Geologii czetwiertcznogo pierioda. Izdatielstwo Inostrannoj Litieratury, Moskwa.
- [52] Woldstedt P., 1955. Problemy terrasobrazowanija. Woprosy Geologii czetwiertcznogo pierioda. Izdatielstwo Inostrannoj Litieratury, Moskwa.
- [53] Wtjurina E. A., 1965. Miechanizm formirowanija torfjanych prosiojek w soliflukcionnych otłożenijach. Izwiestija AN SSSR, Sier. Geogr. nr 4, Moskwa.

БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИЗМЕНЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ МИКОЛАЙСКОГО ОЗЕРА

Разработка береговых процессов на озерах площадью в несколько гектаров основана на наблюдениях Миколаевского озера, являющегося одним из характерных рытвинных озер Мазурского поозерья. Решающим обстоятельством о выборе этого озера для исследовательских целей было расположение на его берегу исследовательской станции польской академии наук.

Основной научный материал был получен в результате бурений ручным геологическим буровом, пополнением которых являлись измерения глубины прибрежной отмели, фотограмметрические съемки участка побережья, пылецевые анализы нескольких образцов прибрежных отложений озера, датировка методом C^{14} образца торфа из нижнего слоя озерных отложений и наконец фотографические снимки. Было выполнено 293 геологических бурений, суммарная глубина которых равняется 967,2 м, вдоль более чем 20 линии, которые окружают озеро (карта). Суммарная их длина равняется 6 570 м.

На основе анализов геологических разрезов можно выделить несколько форм рельефа, которые образовались в отложениях накопившихся в голоценовое время на берегах озера. Пологие и плоские берега, чаще всего сложенные торфом, образовались путем выполнения первичных, мелких котловин, прилегающих к главной озерной котловине (в которых в поздне ледниковое время лежали глыбы мертвого льда) известняковой гиттией и лежащим на ней торфом или же только одним торфом, который выполняет котловины до самого минерального дна. Характерным признаком этих отложений является горизонтальная слоистость, внезапный переход от одного слоя к другому, отсутствие каких либо примесей в каждом из них. Эти котловины отделяют от главной озерной котловины, пороги сложенные автохтонными, минеральными породами, вследствие чего седиментационные процессы имели в них другой ход чем в главной, озерной котловине (рис. 1, 2, 5, 7).

Там, где береговая линия изгибается в сторону озерной котловины, образовались мысы, сложенные песком, очень часто с ясно выраженной примесью гиттии (рис. 3, 4, 8, 9). Промеры глубины прибрежной отмели показали, что материал в ее кровле постоянно перемешивается движением воды. Под воздействием этого движения образуются прибрежные и подводные песчаные гряды. Кроме того пониженные участки дна прибрежной отмели выполняются песком выравнивая его таким путем или же наоборот, в местах прибоя вода эродировывает углубления. Этими, пробегающими на поверхности дна процессами объясняется почему все песчаные мысы сложены песком перемешанным с гиттией, тогда как в котловинах, в которых преобладала спокойная седиментация, везде встретить можно чистую гиттию и ненарушенную слоистость отложений.

На заболоченных, торфянистых лугах, которые являются древними приозерными котловинами, и на песчаных мысах, ясно выступают два рода форм рельефа: озерные террасы и береговые дамбы. Выделяется 6 террас, из которых наивысшая по всей вероятности позднеледникового возраста, остальные — молодые, голоценовые террасы. О их молодости свидетельствует то, что они сложены озерными отложениями мощностью в несколько метров. В сравнении с террасами которые рассматриваются в литературе, эти террасы являются скорее всего микротеррасами. Самая высокая из них

расположена на уровне около 2 метров над урезом воды, остальные — ниже, а различие высот иногда не превышает 10—20 см (рис. 15). Решающим обстоятельством их выделения являлись береговые дамбы, играющие здесь роль реперов, показывающих удерживающийся более длительное время уровень воды. Самая высокая дамба поднимающаяся до 180 см над урезом воды в озере, разделяет вторую и третью террасу, вторая дамба пониже, и моложе первой разделяет четвертую и пятую террасу, третья, самая низкая и самая молодая, пятую и шестую террасу (рис. 3, 8, 9). В продолжении пяти лет автор настоящей работы обнаружил процесс образования новой дамбы, разделяющей шестую террасу и прибрежную отмель.

Выше упомянутые формы рельефа, которые образовались в результате аккумулятивной и седиментационной озерной деятельности являются результатом движений воды, главным образом изменчивости ее уровня, у которых имеется годичный и многолетний ритм. Годичные изменения уровня воды в Миколайском озере равняются около 50 см. В более продолжительные периоды времени, за несколько лет или от 10 до 20 лет они могут быть больше одного метра, а за все время существования озера с конца ледникового периода до современного времени колебания уровня воды равнялись нескольким метрам. В связи с изменениями уровня воды перемещалась береговая линия озера (карта).

У низменных и плоских берегов перемещение береговой линии доходит за один год до 100 м. У высоких же берегов, которые в Миколайском озере господствуют, ее перемещения незначительны. Территорию низменного побережья, расположенную в пределах крайнего протаяния воды, автор настоящей статьи называет „прибрежной зоной“, при чем, следует подчеркнуть, что под „прибрежной зоной“ подразумевается пространство, имеющее три измерения. Эта зона протягивается не только в длину и ширину, но и в глубину, до самого минерального субстрата и включает озерные отложения мощностью в несколько метров. Толкование ряда геологических разрезов и результаты пылецевых анализов а также датировка образцов торфа методом C^{14} , дали основу сделать попытку реконструкции колебаний уровня воды в Миколайском озере с момента его образования до настоящего времени (рис. 16). Эти колебания обнаруживаются в соотношении отдельных слоев в отложениях прибрежной зоны и они установлены или визуально в геологических разрезах, или датировкой образцов.

Следы озерных отложений у подножья моренных холмов (разрезы 4—7 и 14) свидетельствуют о распространении древнего озера, которое в аллеродский период было мелким, но широко распространенным водоемом, более глубокие участки которого были заполнены глыбами мертвого льда. У озера была в то время самая большая площадь и оно соединялось широко с озером Снярдвы (карта). В мелких, приозерных ваннах (глубиной до 10 м) этот лед растаял раньше чем в глубокой озерной ванне (местами глубиной более чем в 20 м), и эти мелкие ванны стали быстро выполняться отложениями: известковой гиттией или торфом. В период младшего дриаса климат стал холоднее и вследствие этого прирост отложений был невелик. Возможно, что в то время уровень воды понизился и был ниже современного на 3—4 м. Такое предположение основано на анализе слоев торфа. Его ниже расположенные слои, придонные, в ваннах более глубоких, подверглись более сильному разложению чем выше лежащие. Но вопрос, является ли этот торф нижним — сомнителен. Это значит, является ли он таким торфом, который образовался на мертвом льду и после того как лед растаял, отложился на минеральном дне озера. Сомнение вызывает то обстоятельство, что в ваннах с такой глубиной, выполненных гиттией, нигде не удалось найти этот торф, а его находка являлась бы свидетельством того, что небольшие глыбы мертвого льда таяли слишком быстро чтобы торф успел на них образоваться.

В пребореальное время уровень воды в Миколайском озере был такой же как и в современное. Доказательством этого может служить: ясно оформленная прибрежная отмель, покрытая затем торфом (разрез 14, буровая скважина 6—5—8) а также песчаная линза с примесью гиттии (разрез 4, бур. скв. 9,12). В этот же период времени

приозерные ванны вдоль мелкого побережья, от Дединового Рога до Пшечки, заполняются отложениями, чего доказательством являются результаты пыльцевых анализов (рис. 11, 12).

В теплый и сухой бореальный период, в который согласно взглядам литовских исследователей, Гросса и др., окончательно расгяли мертвые льды, в ванне Миколайского озера уровень воды понизился предположительно на 7,5–8 м. Доказательством этого являются самые нижние слои древесного угля, найденные в подошве отложений как раз на этой глубине по отношению к современному уровню воды в озере и то в нескольких точках, находящихся на значительном расстоянии друг от друга, главным образом на мысе возле станции (разрез 11) и в окрестностях Пшечки. На этом именно уровне на Пшечце (разрез 10, бур. скв. 2 и 6) сильно песчанчатая гиттия подстилает слоем мощностью в 1 метр, слои гиттии совершенно чистой, в 3–4,5 м мощностью. Из этого вытекает, что песчанистый слой образовался на береговой отмели, где движение воды содействовало перемешиванию отложенного материала, тогда как более позднее поднятие уровня воды создавало благоприятные условия отложению чистой гиттии. Однако самым веским доказательством того, что уровень воды был в то время ниже на более чем 4 м, от современного, являются результаты пыльцевых анализов (образчик взят в точке между Миколайским озером и озером Талты, разрез 12, бур. скв. 5) и на торфянистом лугу возле Кобылыныца (разрез 14, бур. скв. 2). В этой последней диаграмме (рис. 14) отсутствует бореальный, атлантический и суббореальный период, в первом (рис. 13) на начало бореального периода приходится слой торфа, на котором лежат субатлантические отложения.

Размеры озера должны были быть в то время гораздо меньше современных (карта). По всей вероятности потеряло оно в то время связь с озерами Талты и Снярдвы.

Предельная глубина — 4 м на упомянутых уже диаграммах указывает кроме того, что в атлантический период трансгрессия вод не нарушила этой глубины. У повторной регрессии в суббореальный период, вызванной по всей вероятности более сухим климатом, чем климат атлантического времени, уровень воды был расположен на около 6 м ниже современного уреза воды в озере. Свидетельством этого может быть расположение слоев древесного угля (разрез 11), разделенных от ниже лежащих слоями чистого песка, который мог на них отложиться во время повышенного уровня воды в атлантический период, а также слой этого угля в разрезе 10, бур. скв. 8, где он найден в песке перемешанном с гиттией, прикрывающим слой чистой гиттии мощностью в 1,5 м. Такое расположение древесного угля говорит нам о том, что уголь этот появился здесь после отложения мощного слоя чистой гиттии, для чего требовалось продолжительного времени и более высокого уровня воды чем раньше.

По всей вероятности к концу этого времени уровень воды стал повышаться. Клинья супесчаной гиттии в разрезе 10, бур. скв. 4, напоминающий береговую дамбу покрывают затем, после дальнейшего повышения уровня воды, слои чистой гиттии в 1 м мощностью, а также выше расположенные слои древесного угля в разрезе 11, указывают на перерыв в этом процессе. Но только в субатлантический период уровень воды повышается на столько, что отмели погружаются в воду и на них опять начинает отлагаться гиттия (рис. 13, 14) а затем торфы. После самого высокого стояния воды, которое превышало современный ее уровень на 1,5 м (на это указывает расположение береговых дамб) уровень воды стал понижаться. На торфяниках выросли леса, доказательством чего являются древесные пни погруженные в торфах и стремительный рост папоротниковых в пыльцевых спектрах. Во второй половине субатлантического периода объем папоротниковых постепенно падает, что связано должно быть с вырубкой леса человеком.

Если слои древесного угля найденного на берегах Минклайского озера мы бы хотели считать следами существования здесь человека, то надлежало бы установить, что человек появился в этой области довольно рано, так как уже в бореальное время.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.

SHORE PROCESSES AND CHANGES IN SHORE LINES AT LAKE MIKOŁAJKI

The shore processes that are taking place at minor lakes of several ha surfaces have been investigated by the author, with Lake Mikołajki as an example; this is one of the channel lakes characteristic of the Masurian Lake District. The main reason for her choice was the fact, that here the Experimental Station of the Geographic Institute of the Polish Academy of Sciences is situated.

The basic source material was obtained from short-auger hand-drilled borings, supplemented by: measurements of the depths of the near-shore shallows, photogrammetrical surveys of shore sectors, palynological analyses of a number of deposit samples from the lake shores, C¹⁴ datings of peat samples collected from the top layer of the lacustrine deposits, and normal photos. Of geological borings 293 of 967.2 m total depth were made; they were drilled along more than 20 traverses surrounding the entire lake (map). The total length of these traverses was 6 570 m.

With the drilling results as basis, geological profiles were laid out whose interpretation resulted in the differentiation of several land forms which have developed from the deposits accumulated during the Holocene at the lake shore. The low and flat shores, mostly peat-covered, have originated by filling of initial shallow depressions adjoining the lake basin and occupied during the Late Glacial by huge blocks of dead ice, a calcareous gyttia and an overlying peat layer, or by peat only which filled the former depressions down to their mineral bottom. A characteristic feature of the arrangement of these deposits is their horizontal stratification, the abrupt change of one layer into another, and the lack of any kind of admixtures in any of these layers. From the lake basin proper these minor depressions are separated by a mineral sill, to which must be attributed the difference in the sedimentation processes observed in the shallow depressions mentioned and in the lake basin (fig. 1, 2, 5, 7).

Elsewhere, at points where the shore line swerves toward the lake centre, sandy spits developed predominantly consisting of sand but with a distinct admixture of gyttia (fig. 3, 4, 8, 9). Depth measurements of the off-shore zone, taking in two such sandy spits (fig. 10), have revealed that here the top strata of the deposits are kept agitated by wave motion. This, in turn, causes an accumulation of sand into shore and underwater ridges, a filling of lower basin parts, and a levelling of the lake floor; or inversely, where the waves reach land they erode depressions near the shore. These processes observed at the shore surface explain, why all sandy spits are built of mixtures of sand and gyttia while inside the basins, where tranquil sedimentation predominated, always a pure gyttia layer is found and an undisturbed stratification.

The surfaces of peated meadows — former depressions adjoining the lake — and of the sandy spits show distinctly two different land forms: lacustrine terraces and shore ridges. The author distinguished 6 successive terraces, the highest probably a Late-Glacial terrace; the remaining 5 are younger, of Holocene origin. Their young age is demonstrated by the fact, that they are built of lacustrine deposits a few meters thick. Compared with the type of terraces which have been

mentioned earlier in literature, these are rather micro-terraces: the highest rises only some 2 m above today's water level, the remaining are of lower heights, differing barely by some 10 to 20 cm each (fig. 15). Their diversity is due to their being separated by shore ridges, which like bench marks signify here the water levels which were successively maintained for some time in the lake. The highest among the ridges, rising to 180 cm above today's water surface, separates the second terrace from the third. The next, lower and younger than the first ridge, separates terrace fourth from terrace fifth. The third ridge, both lowest and youngest, separates the fifth and the sixth terrace (fig. 3, 8, 9). In the course of the recent five years the author has been observing the formation of a new ridge which separates the sixth terrace from the level of the shore surface.

All the above forms, originating from lacustrine accumulation and deposition, are the result of water movements, especially of changes in the water level which occur both in an annual rhythm and over periods of years. The annual fluctuations of the level in Lake Mikołajki are now of the order of some 50 cm; in periods of a few or some dozens of years they may amount to more than 1 m. In the history of this lake, from the decline of the Glacial until today, the changes in water level have been as much as several meters and the shore line of the lake has been undergoing corresponding changes also (map).

This shift of the shore line reached as much as 100 m annually on low and flat shore parts, while this range is negligible at higher shore parts which predominate at Lake Mikołajki. The author calls „shore zone” the area of the flat shore which takes in the farthest range of the water levels; it should be stressed here that shore zone is meant in a three-dimensional sense, extending in length and width as well as in depth, as far down as the mineral substratum and the lacustrine deposits which are laid down in several meters' thickness.

The author made an attempt of reconstructing the successive stages of the water level in Lake Mikołajki from the time the lake was formed until today, using as basis her interpretation of a number of geological sections, of the results of palynological analyses, and of the dating of peat samples by the C^{14} method (fig. 16). These changes are recorded in the arrangement of the individual layers in the shore zone deposits, and they have been determined partly visually in the geological sections and partly by dating the samples.

Traces of lacustrine deposits found underneath the slopes of morainic hillocks (sections 4 to 7, and 14) indicate the original range of the lake. In the Allerød this lake probably formed a shallow widespread depression, its lower depth filled with blocks of dead ice; this was the time when the lake occupied its widest area and was in contact with Lake Śniardwy over a wide extent (map). In the shallow shore depressions (only up to 10 m deep) the ice melted sooner than in the deeper lake centre (locally more than 20 m deep), and later the shallows were rapidly filled in with deposits, that is, a calcareous gyttia or peat. The cooler climate of the Younger Dryas is the reason, why in this period the bottom deposits increased only slightly. The water level may have dropped to some 3 or 4 m below today's level. This assumption is implied by bottom strata of peat found in the shallow type basins; these peats are deposited much more evenly than the peat layers found higher up. However, it is an open question whether this is what is called the „lower peat”, that is, a peat bed developed on top of the dead ice and, after melting of the ice, sunk into the mineral bottom of the lake; it is worthy of attention that in other gyttia-filled basins of identical depth nowhere this „lower peat” has been found, indicating probably that the ice blocks of relatively minor size must have melted too rapidly for a peat bed to develop on top of the buried ice.

In the Preboreal the lake water seems to have been at the same level as today. This would appear from a distinctly developed shallow shore zone, later covered by peat as seen in section 14 (borings 6—5—8), and from sand lenticles with gyttia admixture seen in section 4 (borings 9 and 12). During this same period the shallow depressions along the shore line, from Dzedzinowy Róg as far as Przczka, were filled with deposits as shown by palynological examinations (fig. 11, 12).

The warm and dry Boreal period in which, according to the opinion of Lithuanian scientists and of Gross and other authors, the dead ice ultimately melted, brought probably a 7.5 to 8 m drop of the water level in Lake Mikołajki. This can be read from comparing the position of the lowermost layers of wood coal which were found at the bottom of the lake deposits at this depth with today's water level; these findings were made at several places far from each other, especially on the spit near the Experimental Station (section 11) and near Przczka. At Przczka (section 10, borings 2 and 6) this horizon, a strongly polluted gyttia layer 1 m thick, underlies a perfectly clean gyttia bed 3 to 4.5 m thick. This is proof that the sand-gyttia layer has developed in the shallow shore zone due to wave action, and that later the rise of the water level made possible the deposition of unpolluted gyttia. However, the strongest argument implying for this period a water level lower by more than 4 m from today's level are the results of palynological examinations of soil samples taken from the passage zone between Lake Mikołajki and Lake Tałty (section 12, boring 5) and from a peaty meadow near Kobyliniec (section 14, boring 2). In the last-named diagram (fig. 14) the Boreal, Atlantic and Subboreal periods are missing; in the former diagram (fig. 13) the peat layer coincides with the Boreal, and on top of this peat lie Subatlantic deposits.

At that time, the Boreal Lake Mikołajki must have been much smaller than it is today (map); this may have been the time that it lost its connection with Lakes Tałty and Sniardwy.

The depth limit of 4 m seen in the above diagrams also indicates, that during the Atlantic period a lake transgression did not increase this depth. A renewed regression during the Subboreal, probably brought about by the climate turning drier than in the Atlantic, might have lowered the water level again as much as some 6 m below today's water level. This may be concluded from two discoveries: the arrangement seen in section 11, where wood coal layers are separated from lower sediments by clean sand beds which might have been deposited in the Atlantic period during higher water levels; and by a single thin layer of coal (section 10, boring 8), which was discovered in a gyttia-polluted sand bed overlying a 1.5 m bed of unpolluted gyttia. This stratification pattern also indicates, that the coal bed was deposited here after a thick layer of unmixed gyttia had been laid down — a process taking considerable time and presupposing a higher water level in the preceding period.

It was probably towards the decline of the Subboreal that the lake water began to rise. Breaks in this gradual rise seem to be illustrated by various phenomena, such as a wedge of strongly sand-polluted gyttia seen in section 10 boring 4; this wedge resembles the shore ridge which after a further rise of the water has been covered by an unpolluted gyttia layer 1 m thick; another feature are higher layers of wood coal as seen in section 11. But it was not until the Subatlantic that the water rose as high as to cover the previously exposed shore zone on which gyttia and, later on, peat started accumulating again (fig. 13, 14). After reaching its maximum level which, judging by the highest shore ridges, was some 1.5 m above today's level, the water gradually subsided. The peat bogs were overgrown

by forests, as indicated by tree trunks buried in the peat, and an abrupt increase started in the growth of bracken plants, as observed in pollen spectra. In the second half of the Subatlantic the bracken growth decreased, due probably to man's felling of the forests.

If the wood coal layers found in the lacustrine deposits of Lake Mikolajki can be considered traces of the presence of man, everything seems to indicate that man appeared in these regions as early as during the Boreal.

Legenda do przekrojów geologicznych



piasek



żwir, kamienie



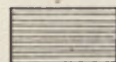
głina



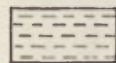
głina marglistą



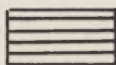
mułek



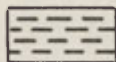
it niebieskoszary



it szary



it warwowy



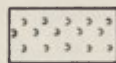
torf



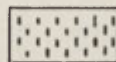
gyttia



sapropel detrytusowy



szczątki organiczne



drewno



gleba uprawna

f



wiercenie

a



punkt niwelacyjny

Pp



próba pobrana do analizy
pyłkowej

C¹⁴

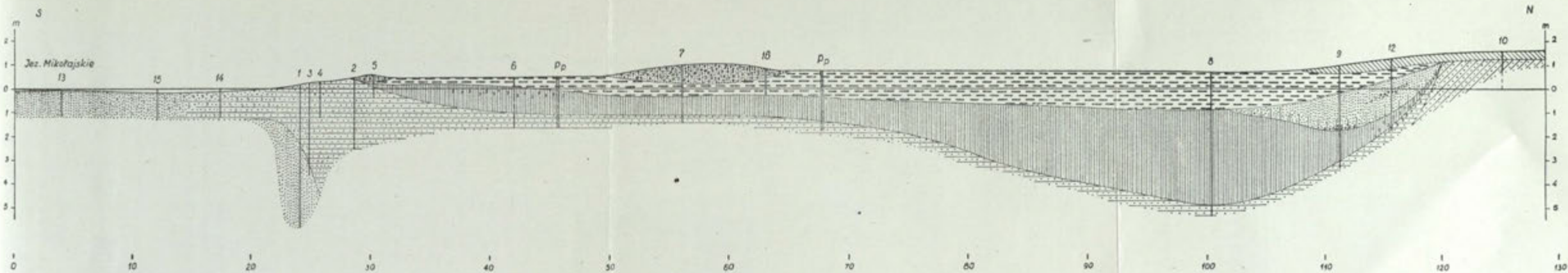


próba pobrana do analizy
metoda C¹⁴

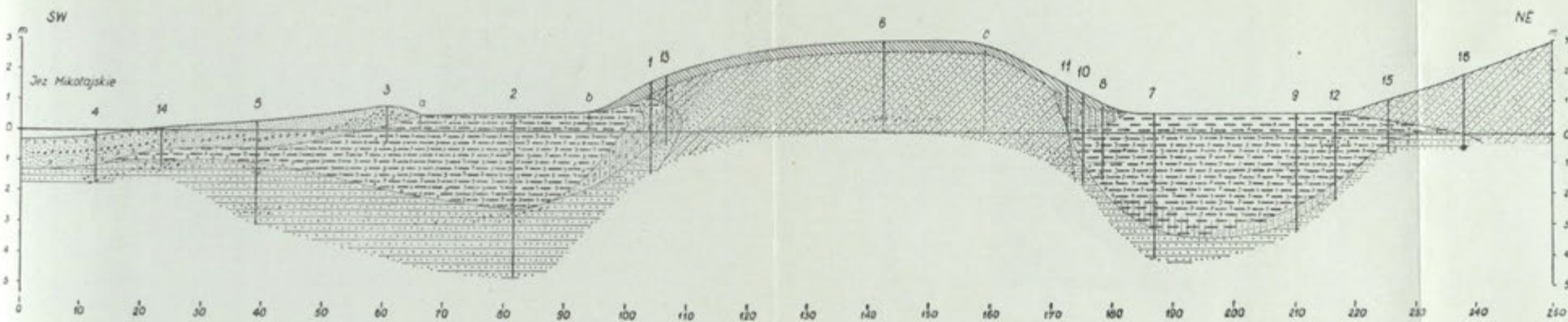
Przekroje wykreslono przy stanie wody = 46 cm (115,7 NN)

Wzrost i rozwój dziecka

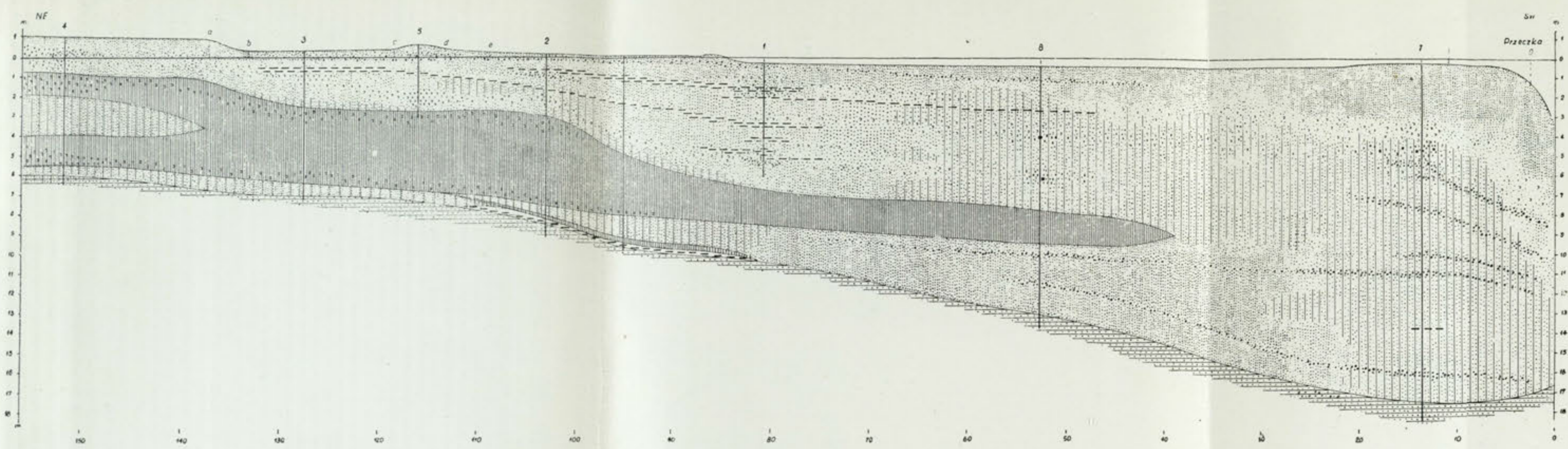
Wzrost	Ciężar ciała	Temperatura ciała	Ciepota ciała	Ciepota ciała
1	2	3	4	5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15
16	17	18	19	20
21	22	23	24	25
26	27	28	29	30
31	32	33	34	35
36	37	38	39	40
41	42	43	44	45
46	47	48	49	50
51	52	53	54	55
56	57	58	59	60
61	62	63	64	65
66	67	68	69	70
71	72	73	74	75
76	77	78	79	80
81	82	83	84	85
86	87	88	89	90
91	92	93	94	95
96	97	98	99	100



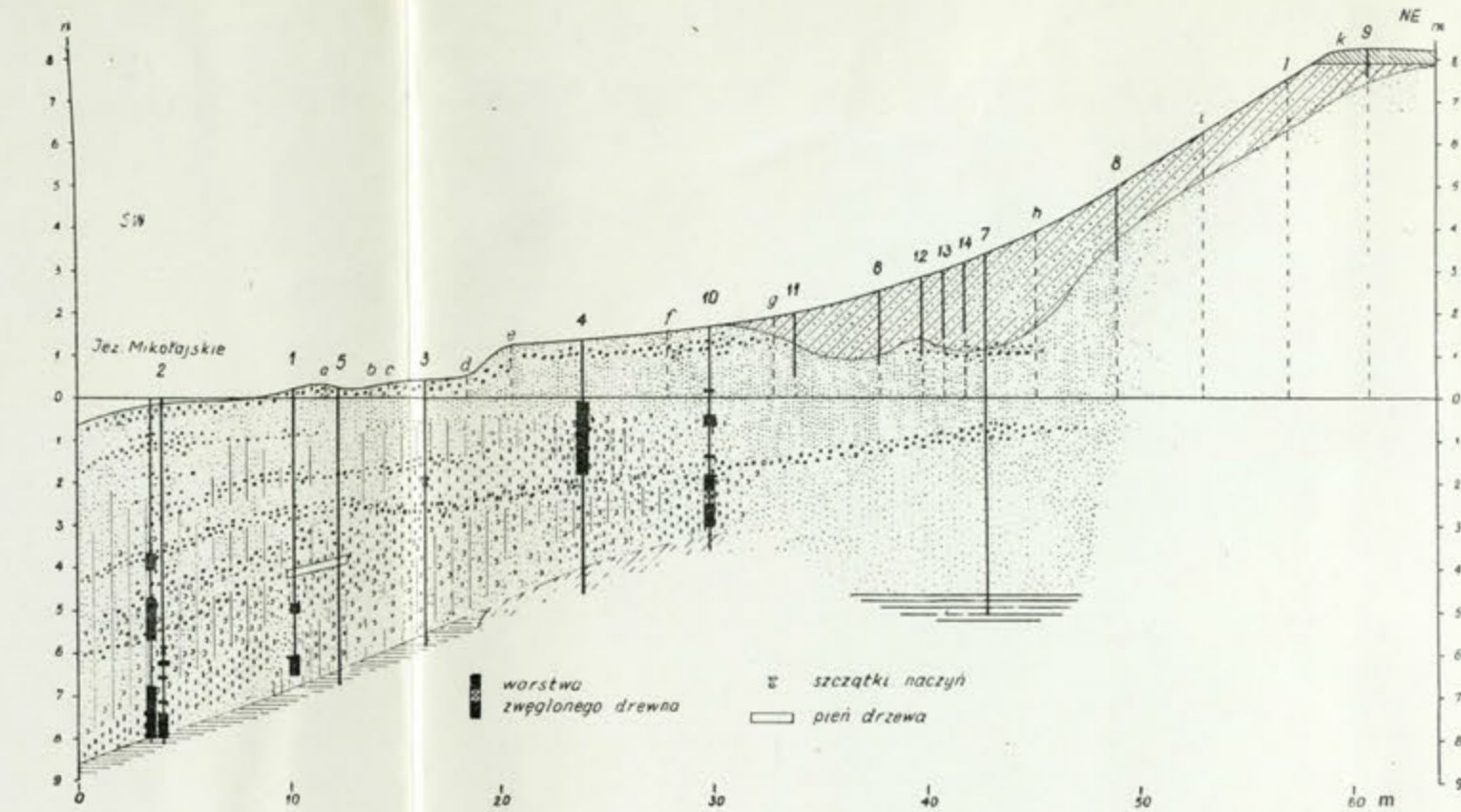
Ryc. 1. Przekrój geologiczny nr 4
 Fig. 1. Geological section No. 4



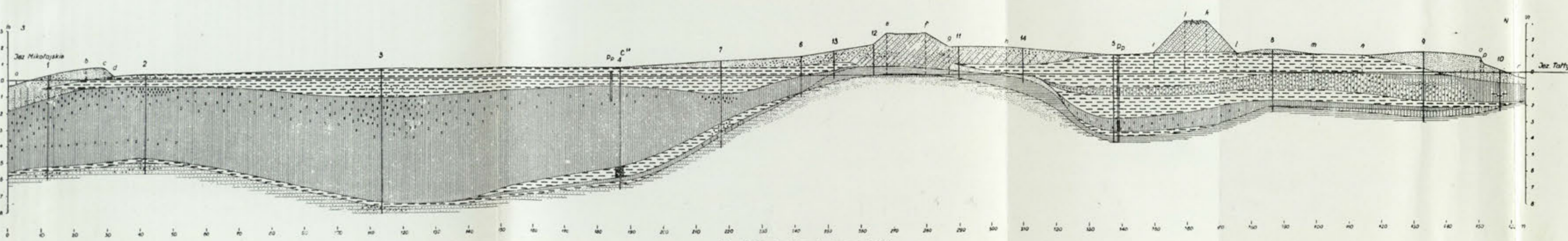
Ryc. 2. Przekrój geologiczny nr 7 (fragment)
 Fig. 2. Geological section No. 7



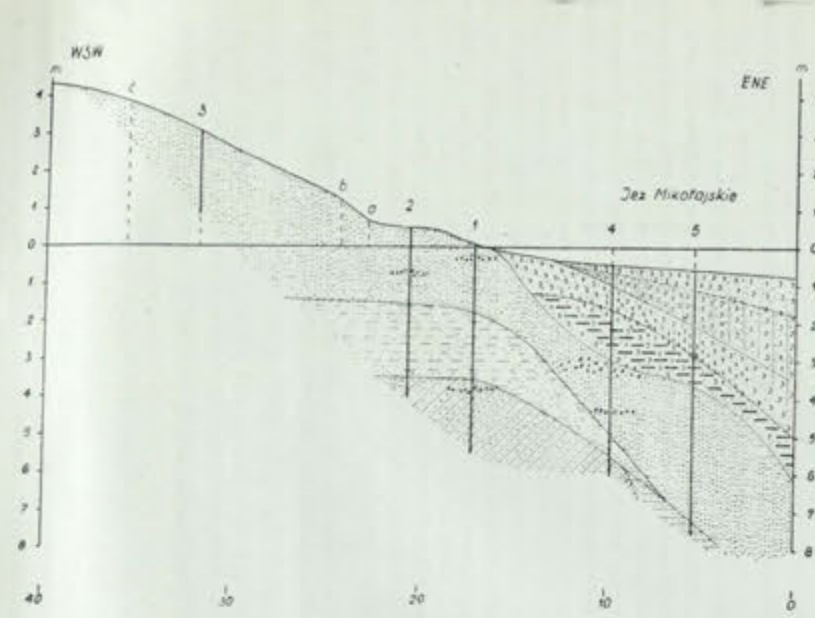
Ryc. 3. Przekrój geologiczny nr 10
Fig. 3. Geological section No. 10



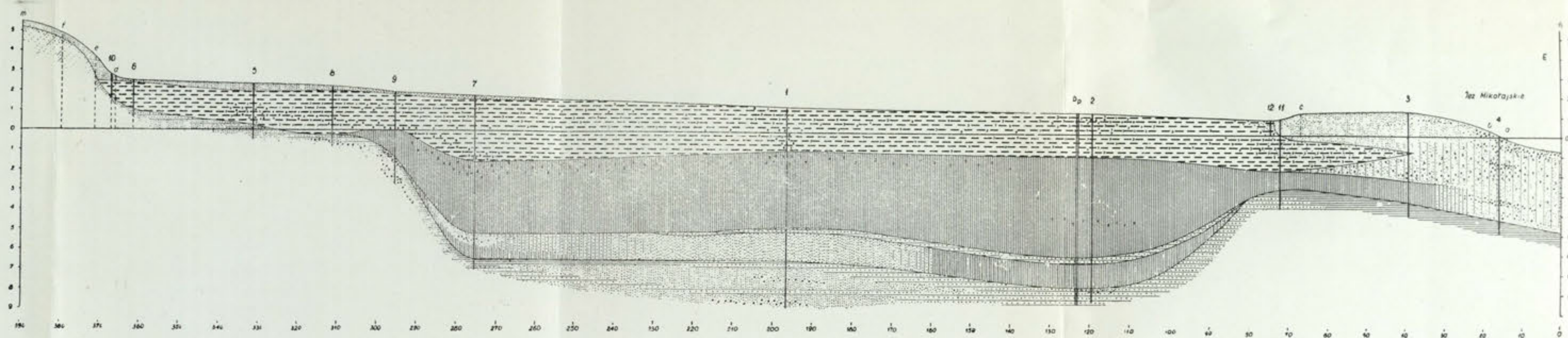
Ryc. 4. Przekrój geologiczny nr 11
Fig. 4. Geological section No. 11



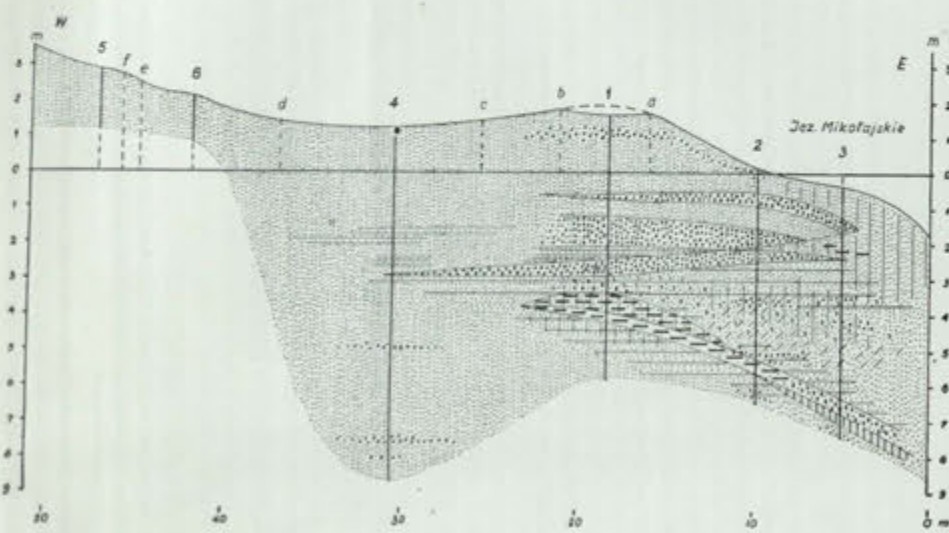
Ryc. 5. Przekrój geologiczny nr 12
Fig. 5. Geological section No. 12



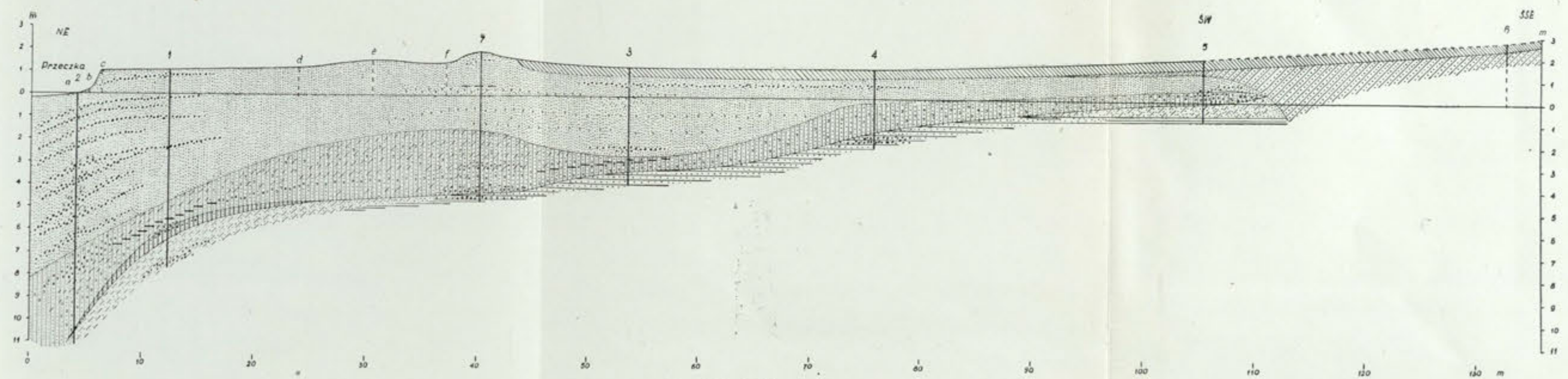
Ryc. 6. Przekrój geologiczny nr 13
Fig. 6. Geological section No. 13



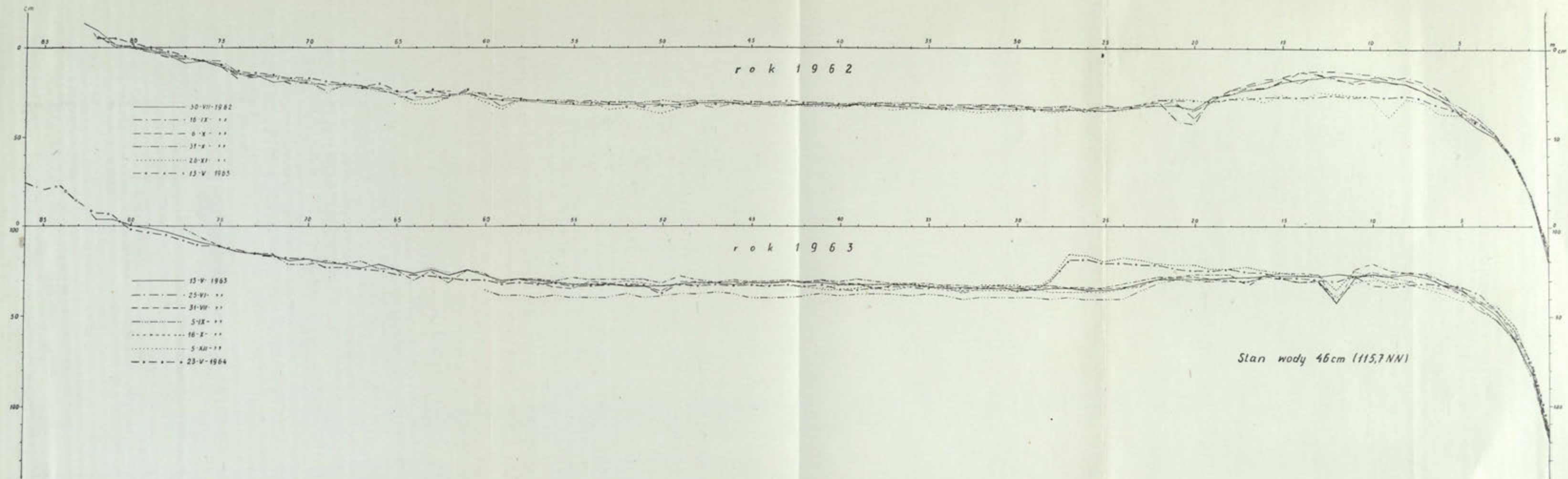
Ryc. 7. Przekrój geologiczny nr 14
Fig. 7. Geological section No. 14



Ryc. 8. Przekrój geologiczny nr 18
Fig. 8. Geological section No. 18

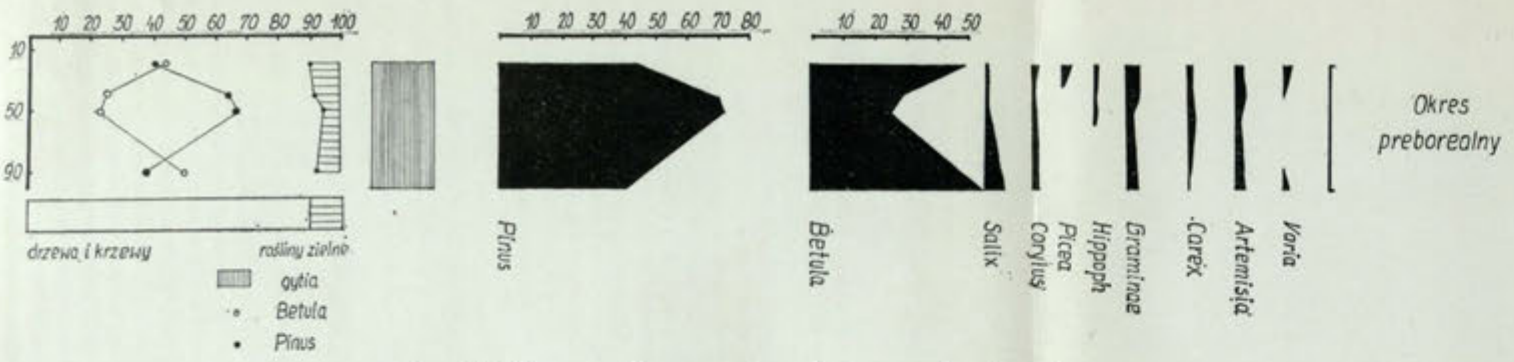


Ryc. 9. Przekrój geologiczny nr 20
Fig. 9. Geological section No. 20



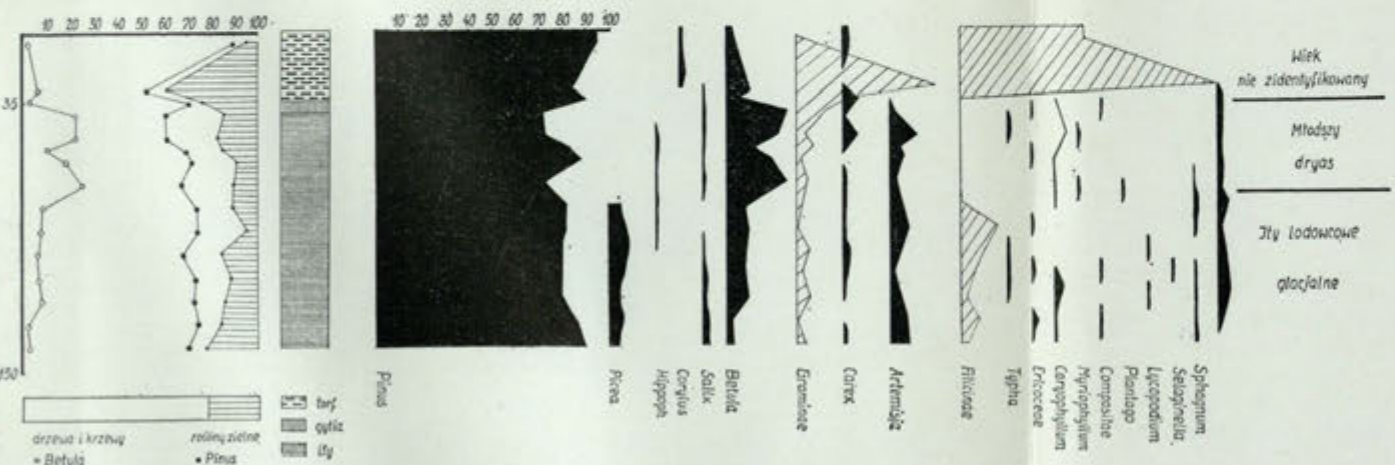
Ryc. 10. Profile batymetryczne pływizny na Przeczce (ciąg 18a)

Fig. 10. Bathymetric profiles of shallow section on Przeczka



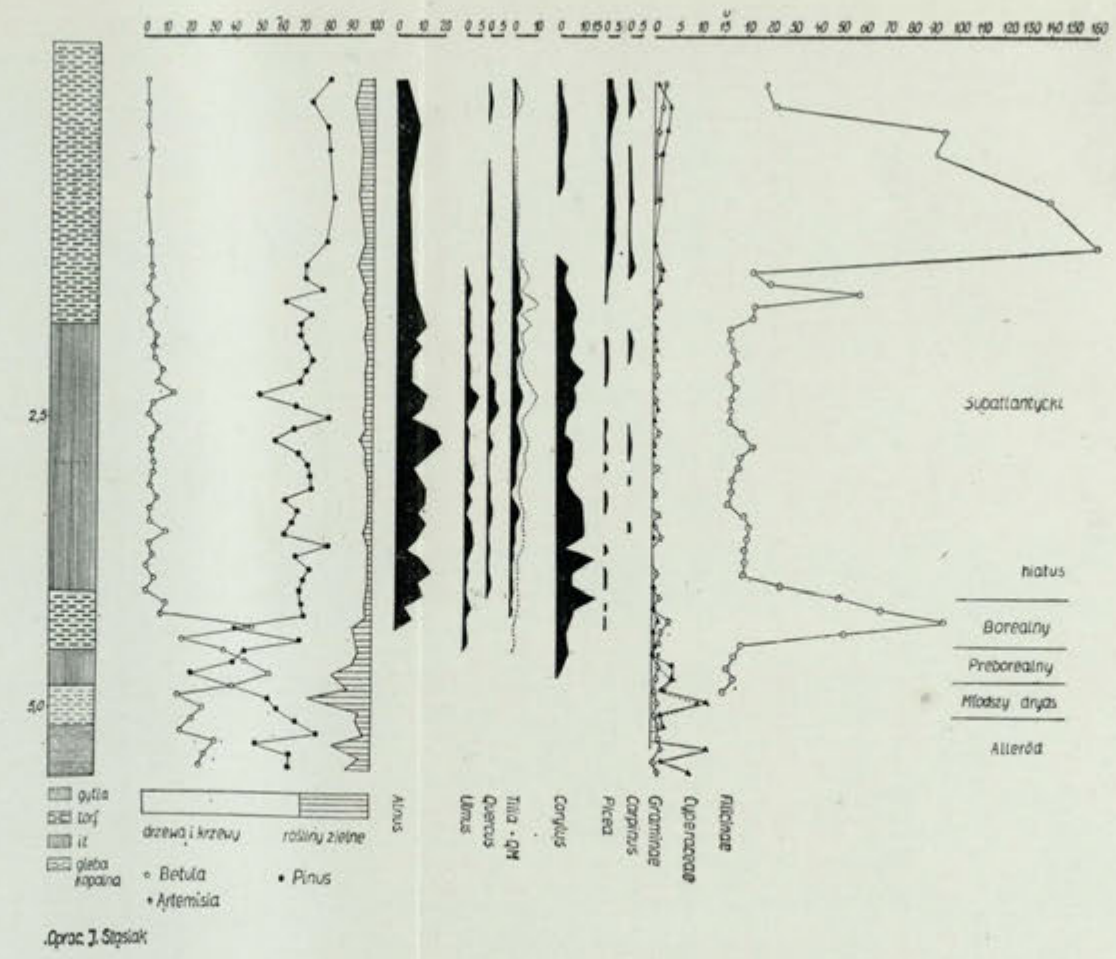
Ryc. 11. Diagram pyłkowy z wiercenia 6 w przekroju nr 4
(Oprac. J. Stasiak)

Fig. 11. Pollen diagram from bore hole 6, in geological section No. 4



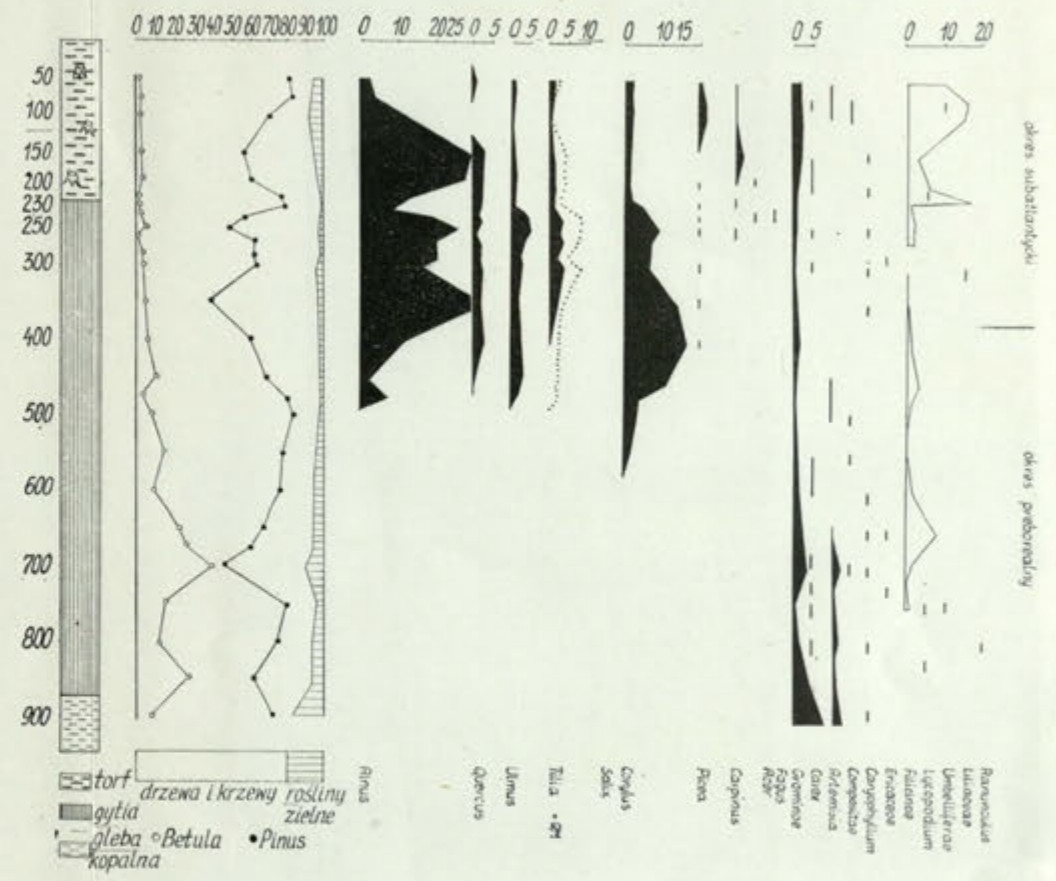
Ryc. 12. Diagram pyłkowy z wiercenia 16 w przekroju nr 4
(Oprac. J. Stasiak)

Fig. 12. Pollen diagram from bore hole 16, in geological section No. 4



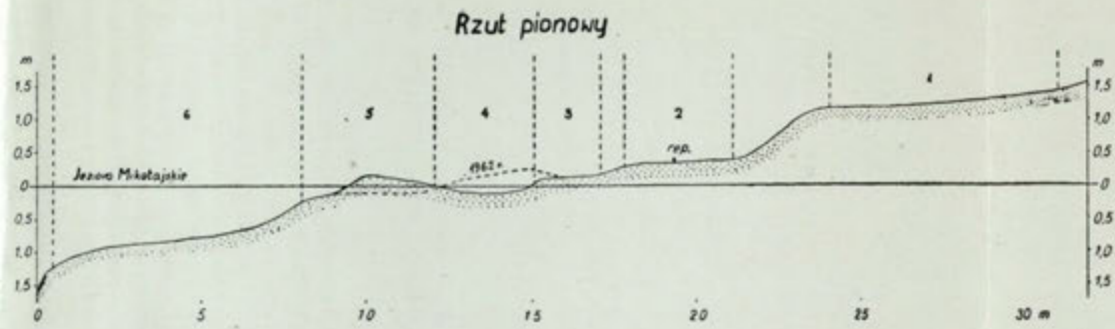
Ryc. 13. Diagram pyłkowy z wiercenia 5 w przekroju nr 12
(Oprac. J. Stasiak)

Fig. 13. Pollen diagram from bore hole 5, in geological section No. 12



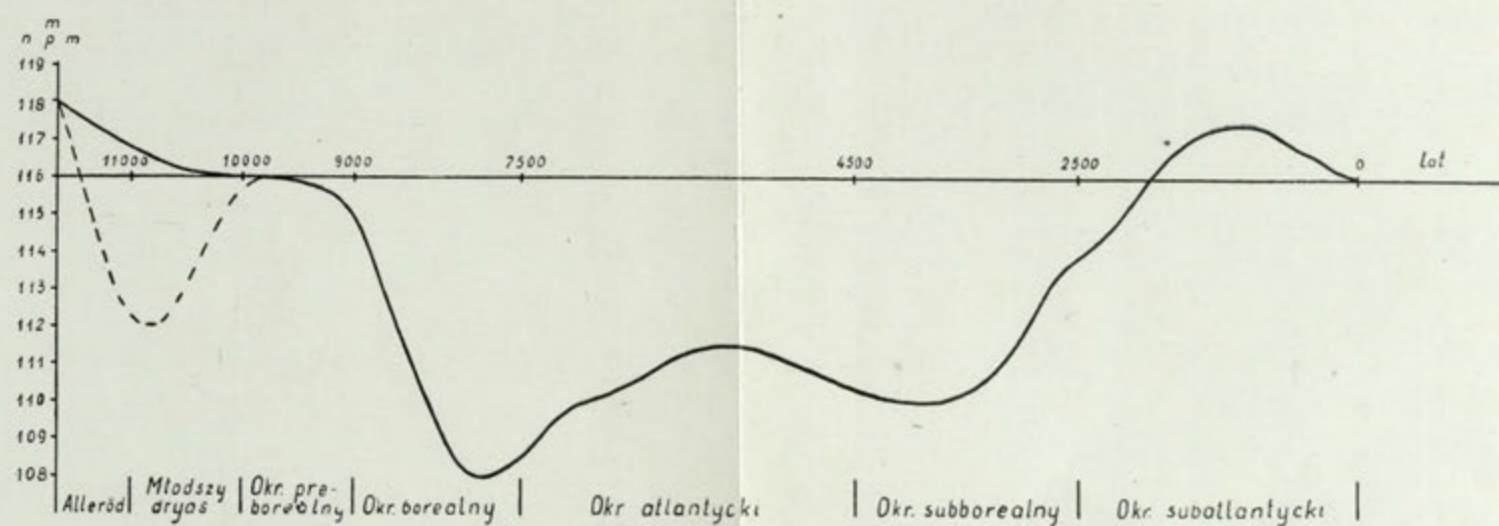
Ryc. 14. Diagram pyłkowy z wiercenia 2 w przekroju nr 14
(Oprac. J. Stasiak)

Fig. 14. Pollen diagram from bore hole 2, in geological section No. 14



- Legenda**
- | | | | |
|--|---|--|--|
| | piasek | | reper |
| | podcięcie brzegu | | 1 stary taras porośnięty trawą (nadzalewowy) |
| | linia brzegu jesienią 1962r. | | 2 taras zalewowy starszy porośnięty trawą |
| | linia brzegu 19 X 1965r. | | 3 taras zalewowy młodszy porośnięty trawą |
| | zapłybiaenia wypełnione wodą | | 4 taras zalewowy młodszy piaszczysty |
| | profil geologiczny nr 11 z punktami wierceń | | 5 plateau piaszczyste |
| | ciąg pomiarów głębokości dna | | 6 płycizna przybliżona |

Ryc. 15. Szkic sytuacyjny cypla koło stacji
 Fig. 15. Map showing location of spit near station



Ryc. 16. Zmiany poziomu wody w Jeziorze Mikolajskim w holocenie
 Fig. 16. Chart showing changes of water level in Lake Mikolajskie during Holocene

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50.
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50.
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45.
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40.
8. Fleszar M., 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. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą o Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50.
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.
Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—

22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50.
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów, September 15—18. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50.
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progów środkowotriasowych okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—

46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 110 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + 16 fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku).
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku).
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku).
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku).
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thorathwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (w druku).

69. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. (red. J. Kondracki) (w druku).
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii (w druku).
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (w druku).
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego (w druku).
74. Praca zbiorowa, Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (w druku).

VARIA

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku).

ERRATA

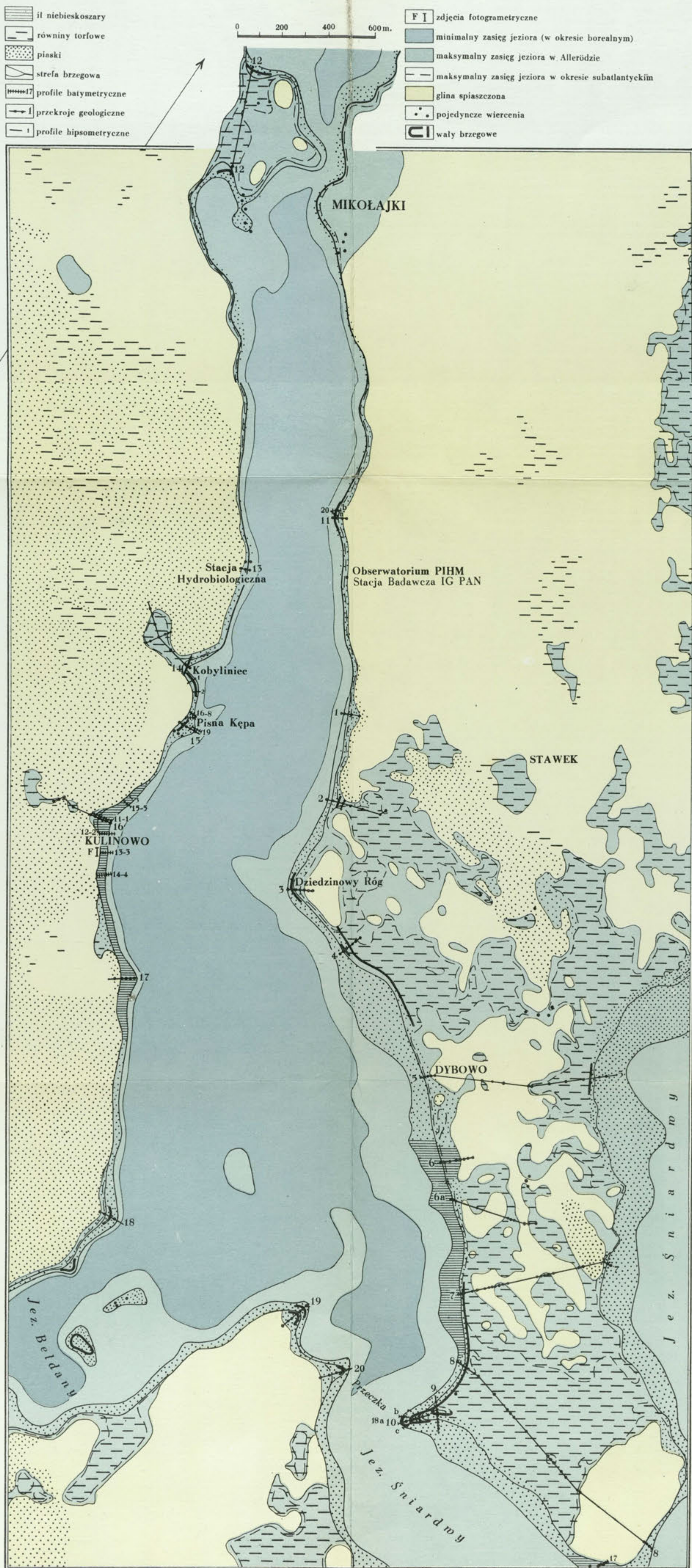
Str.	Wiersz		J e s t	Powinno być
	od góry	od dołu		
2	1	—	ГЕОГРАФН ЧЕСКИЕ	ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ
53	—	5	(tab. 7, str. 90)	(tab. 6)
53	—	2	(str. 64)	(str. 41)
56	17	—	atlantyku	subatlantyku
62	16	—	равнялись	равнялись

H. Korolec *Procesy brzegowe...*



MAPA BRZEGÓW JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

Hanna Korolec



Cena zł 24.—
16.