

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 57

KAZIMIERZ WIĘCKOWSKI

OSADY DENNE
JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1966

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, z. 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, z. 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, z. 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, z. 16,50
5. Kiełczewska-Zalewska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Opady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, z. 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, z. 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map. z. 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, z. 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, z. 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, z. 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., z. 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, z. 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, z. 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., z. 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, z. 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, z. 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, z. 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mragowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, z. 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, z. 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, s. 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., z. 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia ostszału między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, z. 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, z. 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 14—18. IX. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 57

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 57

КАЗИМИР ВЕНЦКОВСКИЙ

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИКОЛАЙСКОГО ОЗЕРА

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

Nr 57

KAZIMIERZ WIĘCKOWSKI

BOTTOM DEPOSITS OF LAKE MIKOŁAJKI

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 57

KAZIMIERZ WIĘCKOWSKI

OSADY DENNE
JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1966

Komitet Redakcyjny

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

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

Redaktor tomu

J. KONDRACKI

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — WARSZAWA 1966

Nakład 900 + 100 egz. Ark. wyd. 8. Ark. druk. 7. Papier ilustr. III kl.
80 g, 70×100. Oddano do składania w maju 1966. Druk ukończono
w listopadzie 1966. Zam. 175/66 - Z-10 Cena zł 24,-

WROCŁAWSKA DRUKARNIA NAUKOWA — WROCŁAW

SPIS TREŚCI

| | |
|--|-----|
| Wstęp | 7 |
| CZĘŚĆ I. PRZEGLĄD ROZWOJU BADAN DENNYCH OSADÓW JEZIORNICH . | 13 |
| CZĘŚĆ II. OSADY DENNE JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO | 33 |
| Obiekt badań | 33 |
| Metody badań terenowych i ilość zebranych materiałów | 38 |
| Czynniki warunkujące zróżnicowanie procesów i tempa sedimentacji oraz prędkości akumulacji osadów | 40 |
| Udział allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach, ich straty- fikacja oraz właściwości fizyczne | 46 |
| Skład chemiczny osadów — dyskusja wyników analiz | 54 |
| Charakter głównej masy osadów i ich odmiany występujące w Je- ziorze Mikołajskim | 73 |
| Geneza i wiek torfów zalegających w spągu osadów jeziornych | 76 |
| Uwagi o charakterze podłoża mineralnego | 80 |
| CZĘŚĆ III. DYSKUSJA NIEKTÓRYCH PROBLEMÓW ZWIĄZANYCH Z BADANIAM OSADÓW DENNYCH ORAZ EWOLUCJĄ JEZIOR — WNIOSKI AUTORA | 82 |
| Zagadnienie genezy i wieku Jeziora Mikołajskiego | 82 |
| Zagadnienie ewolucji jeziora w holocenie | 85 |
| Obecne stadium rozwoju i proces zanikania badanych jezior | 88 |
| Literatura | 92 |
| Streszczenia rosyjskie | 100 |
| Streszczenie angielskie | 106 |

WSTĘP

Gdy w 1958 r. w Pracowni Geografii Fizycznej Jezior IG PAN postanowiono podjąć badania nad genezą i paleogeografią jezior, prof. dr J. Kondracki zaproponował autorowi rozpoczęcie w ramach tego problemu — badań osadów dennych jezior.

Już sam fakt podjęcia tych badań w ramach wyżej wymienionego problemu w poważnym stopniu determinował ich zakres i kierunek. Musiały one mianowicie uwzględnić zagadnienia: 1) wieku i stratyfikacji osadów, 2) warunków i procesów sedymentacji i akumulacji, w poszczególnych typach jezior i poszczególnych częściach określonych zbiorników, 3) stopnia wypełnienia mis jeziornych osadami i ich miąższości, oraz 4) zagadnienia typologii i możliwości wszechstronnej charakterystyki osadów w oparciu o wyniki odpowiednich analiz: fizycznych, chemicznych, palynologicznych i innych.

Wszystkie te zagadnienia powinny być traktowane historycznie, celem prześledzenia ich dynamiki i ewentualnie dokonania próby określenia głównych etapów rozwoju jezior.

Podstawowym warunkiem wykonania tych badań, w nakreślonym powyżej zakresie, była możliwość uzyskania próbek osadów w postaci rdzeni o niezaburzonej stratyfikacji i dostatecznie długich, aby obejmowały pełny cykl akumulacji od chwili powstania jezior, względnie i pewną warstwę materiałów mineralnego podłoża. Jest to możliwe jedynie przy użyciu odpowiedniej aparatury (sond rdzeniowych), których w Polsce nigdy dotychczas nie używano. Nie istniała również żadna możliwość nabycia ich za granicą, ponieważ nawet obecnie nieliczne kraje posiadają zazwyczaj pojedyncze, prototypowe egzemplarze takich urządzeń, różnych systemów, mniej lub bardziej udane. Wobec tego jedyną realną drogą uzyskania potrzebnej aparatury było podjęcie próby zbudowania jej sposobem gospodarczym, we własnym zakresie.

Zanim jednak próba taka mogła być podjęta, należało zapoznać się z dostępną literaturą przedmiotu i zdecydować, który z istniejących typów urządzeń będzie dla naszych potrzeb najbardziej przydatny a jednocześnie technicznie możliwy do wykonania, własnymi siłami. Wybór padł na sondę rdzeniową — projekt badacza szwajcarskiego H. Zülliga [176], od którego jednakże wzięto jedynie ogólną kon-

cepcję, w szczegółach zaś konstrukcję opracowano samodzielnie. Następnie po przezwycięzeniu poważnych trudności związanych ze zdobyciem potrzebnych materiałów, autor wspólnie z mechanikiem Stacji Badawczej IG PAN w Mikołajkach F. Natkańcem wykonali sondę rdzeniową o długości 5 m [170].



Fot. 1. Zestaw do wydobywania osadów dennych (sonda rdzeniowa, winda z masztem wyciągu i urządzenia pomocnicze), zmontowany na pływającej platformie

Kiedy jednak przystąpiono do licznych, żmudnych prób, a następnie do pracy z tą sondą, okazało się, że przede wszystkim jest ona zbyt krótka (często nie przebijała całego złoża osadów jeziornych), a ponadto ma pewne wady, których przy danym systemie nie można było wyeliminować. Mimo to zdołano z jednej strony zebrać pewne wstępne dane o miąższości i charakterze osadów dennych kilku z kompleksu Wielkich

Jezior Mazurskich, a z drugiej strony uzyskać wystarczający zasób doświadczeń, który następnie pozwolił na zaprojektowanie, zbudowanie i wypróbowanie w 1960 r. udoskonalonej sondy rdzeniowej o długości 10 m własnej, oryginalnej konstrukcji [171]. Następnie uznano za celowe wykonanie dwu dalszych egzemplarzy tej sondy o długościach 2 i 5 m.



Fot. 2. Zestaw do wydobywania osadów dennych (sonda rdzeniowa, winda z masztem wyciągu i urządzenia pomocnicze), zmontowany na specjalnych saniach

Jednocześnie zaprojektowano i wykonano specjalny podnośnik do tych sond, składający się z dwubębnowej windy z odpowiednim systemem przekładni i hamulców oraz masztu wysokości 11 m (fot. 1), przy czym całość musiała być obliczona na obciążenia do trzech ton. W 1963 r. opracowano zestaw do pracy sondą z powierzchni lodu. W tej zimowej wersji kompletna aparatura może być łatwo i szybko (odpada kłopotliwy transport pontonów) przewożona na dowolne jezioro jednym samochodem ciężarowym. Praca z powierzchni lodu ma jeszcze tę dodatkową zaletę, że pozwala na łatwe i dokładne określanie współrzędnych punktów, z których wydobywa się rdzenie osadów. Jednakże do pracy należy wybierać dni, kiedy temperatura oscyluje w pobliżu 0 °C.

Obecnie Stacja Badawcza IG PAN w Mikołajkach, jako jedna z nie-

licznych na świecie, dysponuje zestawem sond wypróbowanej jakości, z których dziesięciometrowa należy do najdłuższych, używanych na jeziorach. Należy tu podkreślić, że w przeciwieństwie do oceanicznych sond tej długości, które mogą być montowane jedynie na dużych, wyposażonych w potężne windy i dźwigi mechaniczne statkach, sondy nasze montować można na dwu pontonach lub zwykłych, dużych łodziach rybackich, a zimą na specjalnych saniach (fot. 1 i 2). Do ich obsługi (ręcznej) potrzeba jedynie 3—4 osób, przy czym pozwalają one na wydobycie kilku monolitów dziennie.

W ten sposób po przeszło trzech latach pracy i eksperymentów problem aparatury został w zasadzie pomyślnie rozwiązany. Obecnie bowiem możemy nie tylko uzyskiwać do własnych potrzeb dowolne ilości materiałów nawet z najgłębszych jezior, ale także udostępniamy je do wykorzystania specjalistom z innych dziedzin nauki: hydrobiologom — do badań nad mikroflorą i fauną jezior w przeszłości, geologom i paleobotanikom. Ostatnio np. M. Ralska-Jasiewicz [108] z Instytutu Botaniki PAN w Krakowie opracowała rozprawę doktorską na podstawie udostępnionych jej materiałów. Należy podkreślić, że krąg specjalistów z innych dziedzin nauki, zainteresowanych w uzyskaniu materiałów i nawiązywaniu współpracy w badaniach osadów, stale się powiększa, co jest najlepszym dowodem przydatności zbudowanej przez nas aparatury.

Duże trudności należało następnie pokonać, aby odpowiednio opracować metody wydobywania, przechowywania, a następnie opracowywania uzyskanych materiałów. Praktycznie autor nie mógł tu liczyć niemal na żadną pomoc fachową, ponieważ badań osadów dennych jezior, w aspekcie typologicznym, stratygraficznym i historycznym dotychczas u nas, na większą skalę, nie prowadzono. Nie mamy tradycji w tej dziedzinie, a tylko nieliczni naukowcy zajmowali się badaniami wyłącznie powierzchniowej (z braku odpowiedniej aparatury) warstwy osadów dennych. Wyjątek stanowią tu jedynie prace Stangenberga [131], Czeczugi [14], Rühlego [116] i Stasiakowej [132].

Tak więc z konieczności autor musiał się oprzeć głównie na literaturze obcej oraz na obserwacjach i badaniach własnych. Obserwacje te i badania prowadzone w czasie kilku sezonów na Jeziorze Mikołajskim oraz w mniejszym zakresie również na pozostałych jeziorach, należących do kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich, dały wiele interesujących materiałów i nowych spostrzeżeń. Pozwoliły one również na stwierdzenie, że spotykane w literaturze poglądy i twierdzenia w konfrontacji z rzeczywistością budzą niekiedy poważne wątpliwości bądź też są one zbyt ogólne lub zbyt schematyczne.

Jest oczywiste, że autor mając bardzo skromne doświadczenie w tych tak złożonych zagadnieniach, w pracy tej nie pretenduje bynajmniej do wyjaśnienia wszystkich tych wątpliwości. Pragnie on jedynie zwrócić

na nie uwagę zainteresowanych, poprzez ich przedyskutowanie, na podstawie konfrontacji z wynikami obserwacji i badań własnych.

Autor z naciskiem pragnie podkreślić, że w pełni zdaje sobie sprawę z tego, w jak małym stopniu w pracy niniejszej opracował zagadnienie w stosunku do zakresu naszkicowanego na pierwszej stronie tego wstępu. Było to jednak niemożliwe, przede wszystkim dlatego, że wymagałoby kilku lat pracy licznego grona specjalistów z różnych dziedzin wiedzy, mających do dyspozycji odpowiednio wyposażone pracownie i laboratoria.

Z charakteru niniejszej pracy wynikało natomiast, że musiała być ona wykonana indywidualnie przez autora, który nie jest specjalistą z zakresu całego kompleksu nauk przyrodniczych ani też nie miał do dyspozycji odpowiedniej pracowni i laboratorium. Co więcej, miał tylko bardzo ograniczone możliwości korzystania z pomocy specjalistów, którzy do pracy tej wykonali część analiz. Analiz tych jest więc o wiele za mało, zarówno w stosunku do potrzeb pracy jak i do ilości materiałów, którymi autor dysponuje.

Zrozumiałe jest więc, że autor główną uwagę zwrócił na zagadnienia, które stosunkowo najlepiej zna, a mianowicie na zagadnienia rozwoju badań osadów dennych, mechaniki procesów sedymentacji i akumulacji osadów oraz ich powiązań i zależności od szeroko pojętych warunków fizyczno-geograficznych konkretnego zbiornika wodnego i jego zlewni, a także kryteriów wyboru punktów, z których należy wydobywać monolity osadów, w zależności od tego, jakie problemy zamierzamy wyjaśnić. Pozostałe natomiast zagadnienia z konieczności potraktowane zostały bardziej pobieżnie lub pominięte zupełnie.

I w końcu autor pragnie wyrazić wdzięczność i podziękować prof. dr J. Kondrackiemu za inicjatywę i wszechstronną pomoc okazaną w trakcie prowadzenia badań i wykonywania niniejszej pracy; mechanikowi Stacji Badawczej IG PAN F. Natkańcowi za twórczy współdziałanie w rozwiązywaniu wszystkich skomplikowanych problemów technicznych, związanych z budową i ciągłym udoskonalaniem sond rdzeniowych oraz urządzeń pomocniczych i następnie ich mistrzowskie wykonanie, a także za ofiarną pomoc w wydobywaniu rdzeni osadów; dr A. Szczepańskiemu ze Stacji Hydrobiologicznej PAN w Mikołajkach za umożliwienie korzystania z warsztatu w początkowym okresie budowy sond, a następnie za wypożyczanie pontonów, uprzejme udostępnienie wyników analiz chemicznych osadów z Jeziora Mikołajskiego i Tałtowisko oraz za stałe udzielanie cennych rad i wskazówek; dr M. Ralskiej-Jasiewicz z Instytutu Botaniki PAN w Krakowie za wykonanie analiz palynologicznych i makroskopowych osadów oraz torfów dennych i szereg cennych informacji z zakresu paleobotaniki; prof. dr W. Mościckiemu z Politechniki Gdańskiej za wykonanie datowania torfów metodą C^{14} , oraz wszystkim pozostałym, którzy w jakikolwiek sposób dopomogli w wykonaniu niniejszej pracy.

C Z Ę Ś Ć I

PRZEGLĄD ROZWOJU BADAŃ DENNYCH OSADÓW JEZIORNÝCH

Wszechstronne, kompleksowe badania dennych osadów jeziornych, a zwłaszcza ich genezy, wieku, stratyfikacji, właściwości fizycznych, składu chemicznego, mineralnego i granulometrycznego, zawartości substancji organicznej, szczątków roślinnych i zwierzęcych, a także ich miąższości, rozmieszczenia, tempa akumulacji oraz procesów sedymentacyjnych miały i mają ogromne znaczenie dla studiów nad późnym glacjałem i holocenem w ogóle, a dla paleolimnologii, paleogeografii, paleoklimatologii, paleobotaniki, paleozoologii, hydrobiologii i wielu innych nauk przyrodniczych — w szczególności.

Charakter bowiem zmian stosunków ilościowych oraz składu i stanu szczątków i substancji budujących poszczególne warstwy osadów stanowią szyfr, w którym zapisane są wszystkie zmiany warunków życia w danym zbiorniku i w jego okolicy będące wynikiem zmian klimatu i związanych z tym wahań poziomu wód, zmian sieci hydrograficznej itd., słowem historia ewolucji danego zbiornika i środowiska geograficznego na danym obszarze. Szyfr ten jest jednak bardzo trudny do odczytania w sposób prawidłowy i mimo że wysiłki w tym celu podejmowane są już od połowy ubiegłego stulecia, dalecy jeszcze jesteśmy (mimo niewątpliwych sukcesów) od rozwiązania tych niezwykle złożonych problemów w sposób wyczerpujący.

Szczegółowe przedstawienie rozwoju badań dennych osadów jeziornych wykraczałoby daleko poza ramy tej pracy, dlatego ograniczymy się tu jedynie do szkicowego przedstawienia tego problemu. Przedtem jednak musimy omówić zagadnienie terminologii, typologii i klasyfikacji dennych osadów jeziornych.

Pierwszy zajął się tymi zagadnieniami uczoney szwedzki H. v. Post. W 1862 r. opublikował on pracę [101], w której dokonał próby klasyfikacji i typologii osadów. Wprowadzone przez niego do literatury terminy „gytia” i „dy” utrzymały się dotychczas, mimo że wywoływały niejednokrotnie ożywioną dyskusję, a poszczególni badacze w różnych okresach czasu wkładali w nie różną treść.

Tenże autor pisał, że „gytia” jest utworem koprogenicznym składającym się z mieszaniny szczątków zoo i fitoplanktonu, skorupki mięczaków, chitynowych szczątków owadów, pyłków i spor roślin wyższych oraz ziarn kwarcu, miki i innych minerałów. Barwa jej jest szara lub rdzawoszara. „Dy” według H. v. Posta zawiera te same składniki co gytia z dodatkiem brunatnych cząstek i koloidów humusu, barwa „dy” jest brązowa lub czarnobrązowa. Osady tego typu występują w jeziorach o wodzie zabarwionej na brązowo, czyli że jest to gytia zmieszana z humusowymi cząstkami i koloidami — „doplerytem”. Tak więc według niego, gytia jest głównie utworem autochtonicznym, a dy w znacznej mierze allochtonicznym, gdyż wszystkie postacie humusu są wnoszone do zbiorników głównie z zewnątrz. H. v. Post wyróżniał: gytie węglanową, gliniastą i piaszczystą oraz jeziorną — przybrzeżną i głębokowodną, źródlaną, stawową i rzeczną w zależności od miejsca jej powstawania. Dy dzielił on również na przybrzeżne, głębokowodne i „torfy”. Była to więc w pewnym sensie klasyfikacja genetyczna.

Koprogeny charakter gytii i rolę fauny dennej w mieszanii składników mineralnych z organicznymi podkreślał również Wesenberg-Lund [167].

W 1901 r. Lauterborn [70] użył nowego terminu „sapropel” (z greckiego — gnijący muł) dla oznaczenia brunatnoczarnych, cuchnących siarkowodorem osadów, tworzących się w środowisku beztlenowym małych, płytkich zbiorników wodnych.

W trzy lata później niezależnie od Lauterborna termin ten wprowadził H. Potonié [103] dokonując podziału osadów na podstawie ilościowego udziału składników mineralnych i organicznych oraz rodzaju zawartego w nich humusu, przy czym terminu tego używał on w sensie znacznie szerszym niż Lauterborn. Osady jeziorne dzieli H. Potonié [104] na trzy grupy, w ramach których wyróżnia 12 typów osadów.

Według Potonié organiczne składniki sapropeli to głównie szczątki organizmów wodnych, zwłaszcza zoo i fitoplanktonu. Są one bogate w tłuszcze i woski, a ubogie w węglowodany, żywic w nich brak. Proces ich rozkładu-butwienia (bitumizacja) — odbywa się w środowisku neutralnym lub zasadowym. Produkt końcowy jest ubogi w węgiel, ma konsystencję kaszkowatą lub galaretowatą, po wysuszeniu staje się bardzo twardy. W torfach jeziornych natomiast głównym składnikiem są szczątki roślin wyższych, zwłaszcza bagiennych i przybrzeżnych, ubogie w tłuszcze, a bogate w węglowodany i substancje żywiczne. Proces ich rozkładu — torfienie (zwęglanie) zachodzi w środowisku kwaśnym (kwasy humusowe). Produkt końcowy jest bogaty w węgiel, w stanie wysuszonym łatwo łamliwy.

Nomenklatura H. v. Posta i H. Potonié przyjęta została przez większość ówczesnych badaczy, którzy operowali jako synonimami termi-

nami, dy — sapropel doplerytowy i gytia — czysty sapropel. Przyjęła się ona również i w Rosji, czemu sprzyjało przetłumaczenie prac tych autorów na język rosyjski.

Niektórzy badacze niemieccy zajmujący się torfami, bogate w substancję organiczną osady jeziorne uważali za odmiany torfu. K. Weber [165] uważał, że osady te składają się głównie ze szczątków makrofitów rozdrobnionych przez faunę wodną i zmieszanych z jej wydzielinami. Nie uwzględnił natomiast zupełnie osadotwórczej roli mikroorganizmów, mimo że w tym czasie była już ona mocno podkreślana przez licznych badaczy. Bogate w substancje organiczne osady jeziorne określał on terminem „mudde”, który uważał za synonim gytii i sapropelu. Owe „mudden” dzielił on następnie na zawierające znaczną ilość składników nieorganicznych — ilastą „tonmudde” i wapnistą — „kalkmudde”, oraz na zawierające nieznaczną ilość składników nieorganicznych — „torfmudde” i „lebermudde” (wątrobiasta).

Terminu „mudde” używał również Ramann [109] jako synonimu „schlamm” lub dy dla określenia bogatych w substancje organiczne i humusowe osadów drobnodetrytusowych.

Kolejną próbę klasyfikacji osadów podjęli L. Post i E. Granlund [102]. Wyróżnili oni dwie główne grupy osadów — pierwszą o wysokiej zawartości CaCO_3 , do której zaliczyli trzy typy osadów, i drugą — osadów bezwęglanowych lub o małej zawartości CaCO_3 , do której zaliczyli dziewięć typów osadów. Wszystkie wyróżnione rodzaje osadów zostały szczegółowo opisane, przy czym charakterystyka ta obejmuje: barwę i konsystencję, w stanie świeżym i po wysuszeniu, charakter i stopień rozkładu detrytusu, rodzaj i ilość składników nieorganicznych oraz stopień ich dyspersji itp.

Pewne nawiązanie do poglądów K. Webera stanowi klasyfikacja zaproponowana przez K. Bülowa [9] w 1929 r. Wszystkie bez wyjątku rodzaje osadów organogenicznych określał on ogólnym terminem „mudden”, które następnie dzielił na: 1) muddy humusowe — humose mudden, i 2) muddy sapropelityczne — gytie „sapropelitishe mudden (gyttjen), a te dwie grupy na 14 typów osadów, według zawartości dominującego w nich składnika.

W tym samym okresie Wetzel [168] i Höll [44] zajęli się znów osadami opisanymi przez Lauterborna. Na podstawie wyników własnych badań Höll twierdził, że terminu „sapropel” należy używać tylko zgodnie z intencją Lauterborna dla określania osadów brunatnoczarnych o konsystencji mazi, cuchnących siarkowodorem, odkładających się w zbiornikach polisaprobowych, a dla wszystkich pozostałych typów osadów zachować nazwę „gytia”. Pogląd ten podzielali Wasmund [163] i Krejci-Graf [65]. Nieco inny punkt widzenia reprezentował R. Potoniec [106], twierdząc, że sapropele w sensie Lauterborna nie są sapropelami właściwymi — „eusapropelami” (powstającymi tylko w głębokich, bez-

tlenowych partiach zbiorników) i dlatego powinny być zaliczone do grupy humulitów, to jest osadów typu dy — tyrfopel.

Z biegiem czasu pojawiały się również wciąż nowe terminy jako synonimy gytii — „planktopel” i dy — „želopel”, które wprowadził Gams [27], oraz dy — „tyrfopel” zaproponowany przez Naumana [84]. Ten wybitny hydrobiolog szwedzki początkowo osady denne dzielił na organiczne i nieorganiczne, a następnie osady organiczne w przekroju pionowym na warstwę powierzchniową złożoną ze świeżych szczątków fito- i zooplanktonu, które w wyniku działalności fauny dennej i bakterii przekształcają się w gytie, oraz na warstwę niższą złożoną z gytii „właściwej” — już uformowanej. W pracach późniejszych zaadoptował on i uzupełnił od strony biologicznej (wiążąc typy gytii z przeważającym w danym zbiorniku rodzajem planktonu) wcześniejszą klasyfikację Lundquista [75, 76] opracowaną na podstawie wyników mikroskopowej analizy „strukturalnej” osadów. W literaturze wymieniana jest ona często jako klasyfikacja — Lundquista-Naumana. Jest ona w zasadzie podobna do wspomnianej poprzednio klasyfikacji L. Posta i Granlunda, od której różni się tylko dodatkowymi kryteriami wyróżniania poszczególnych typów osadów (określanie procentowej zawartości niektórych składników).

Następnie w 1940 r. Lundquist [77], który konsekwentnie rozwijał swoją metodę mikroskopowej analizy „strukturalnej” osadów, opublikował nową klasyfikację opartą całkowicie na wynikach tej analizy. Podstawę do wyróżnienia oddzielnych typów osadów w poszczególnych grupach stanowi procentowy udział (procent pokrycia powierzchni pola preparatu mikroskopowego) składników — detrytus, CaCO_3 , okrzemki itp. W oparciu o powyższe założenia wyróżnił on 7 grup osadów, a w ramach tych grup dokonał następnie bardziej szczegółowego podziału.

Klasyfikacja ta wzbudziła jednak wiele zastrzeżeń, zarówno ze względu na jej formalny charakter jak i całkowitą dowolność zróżnicowania w ramach grup wielkości przedziałów procentowych. Była też niejednokrotnie poddawana krytyce, np. Hansen [42], Korde [61], podobnie jak cała „ilościowa” strona metody — mikroskopowej analizy strukturalnej. Chodzi bowiem o to, że ilościowe wyniki tej analizy, to jest określanie w procentach zawartości poszczególnych składników, a zwłaszcza substancji organicznej, są całkowicie nieporównywalne z wynikami uzyskiwanymi przy pomocy analiz chemicznych.

Bardzo szczegółową, opartą na solidnych podstawach metodycznych geologiczną klasyfikację osadów i gleb bagiennych, oraz odpowiednią terminologię opracował Troels-Smith [155]. Zaproponowana przez niego klasyfikacja jest bardzo szczegółowa, a poszczególne typy i rodzaje osadów wyróżniane są na podstawie dokładnych, ilościowych i jakościowych analiz licznych charakterystycznych składników. Między innymi uwzględnia on stopień rozdrobnienia i rozkładu oznaczalnych szczątków roślinnych, określa według przyjętych w gleboznawstwie

frakcji uziarnienie składników mineralnych (metodą mikroskopową), oznacza zawartość bezstrukturalnych substancji humusowych, barwę i konsystencję w stanie świeżym i po wysuszeniu, ciężar właściwy i objętościowy, wilgotność itp.

W Rosji Gilzen i Wiereszczagin [31] w oparciu o wyniki analiz chemicznych i innych wyróżniali następujące grupy osadów: 1. Zmurszałe łąki gliniaste — lekkie, drobnodetrytusowe osady z dużą zawartością substancji organicznej — odpowiednik sapropeli. 2. łąki torfiasto-roślinne — grubodetrytusowe z mnóstwem szczątków makrofitów i wysoką zawartością substancji organicznej — sapropele torfiaste. 3. łąki podspławinowe lub zmurszałe roślinne — „muddy”, zawierające mnóstwo szczątków mchów i bogate w substancje organiczne. 4. Osady wysokopielne — piaski gliniaste i mułki wymieszane ze szczątkami fauny i flory. Dokonali oni również klasyfikacji materiałów, z których powstają osady, wyróżniając następujące elementy składowe: 1. składniki opadające z nadległych mas wody. 2. Składniki miejscowe występujące *in situ*. 3. Składniki allochtoniczne. W obrębie tych grup wyróżniają następnie składniki organiczne — roślinne i zwierzęce, mineralne — wytrącone bio- i fizykochemicznie, fluwialne i aerolityczne.

W 1928 r. klasyfikację osadów dennych opublikował Ałabyszew [3] wyróżniając następujące ich typy: 1. Piaski i gliny saprokollowe, tworzące najniższe warstwy osadów jeziornych. Mają one właściwy piaskom i glinom skład mechaniczny, zwięzłą plastyczną konsystencję, barwę szarą, żółtą do błękitnawoszarej, niekiedy zawierają liczne szczątki mchów i innych makrofitów arktycznych, oraz okrzemek, zielenic i zooplanktonu. 2. Wapienie sapropelowe, zwane marglem jeziornym — plastyczne, barwy białawej, żółtej, kremowej, niebieskawoszarej do brązowej i brunatnej. Po wysuszeniu jaśnieją, stają się łamliwe, burzą silnie ze wszystkimi kwasami, szczątków roślinnych zawierają bardzo mało, niekiedy natomiast liczne skorupki mięczaków. 3. Saprokole — osady o konsystencji gęstego żelu, oliwkowe, różowawe do brunatnych, przy wysychaniu (nieodwracalnym), tracą 3—4-krotnie na objętości i ulegają charakterystycznemu rozwarstwieniu na 0,5—1,5 cm płytki. 4. Sapropele osady o półpłynnej galaretowatej konsystencji, głębiej nieco bardziej zwięzłe, barwy jasnej oliwkowoszarej lub ciemniejszej aż do brunatnej. Zawierają one do 95% wody, przy wysychaniu nie rozwarstwiają się, główne ich składniki to szczątki mikroorganizmów wodnych, glonów i CaCO_3 . 5. Torfy saprokolowe — osady charakteryzujące ostatnie stadium przechodzenia jeziora w torfowisko. Makroskopowe szczątki roślin stanowią w nich ponad 50%, reszta to kwaśne humusy koloidalne — udział szczątków mikroorganizmów niewielki. 6. łąki torfowe — muddy, podobne do torfów saprokolowych, od których różnią się tylko większą zawartością amorficznych szczątków roślinnych (bardziej rozłożone) i humusu koloidalnego, zazwyczaj cuchną siarkowodorem.

Jeszcze inną klasyfikację osadów zaproponował Mołczanow [81] wyróżniając: 1. Osady organogeniczne, składające się głównie ze szczątków organizmów i zawierające tylko popiół strukturalny powstający przy ich spalaniu, bez postronnych substancji mineralnych. 2. Osady amfigeniczne dwu rodzajów: a) składające się ze szczątków organizmów wodnych z domieszką składników nieorganicznych pochodzenia biomineralnego i b) sapropele autochtoniczne z domieszką hummipelitu allochtonicznego. 3. Osady deutero-geniczne lub deuterosomatyczne, powstające głównie z allochtonicznych składników mineralnych. 4. Sapropele zdegradowane — z dużą zawartością piasku, pyłu mineralnego i innych domieszek.

Inni liczni autorzy wyróżniali tylko: sapropele — osady niskopopielne bogate w substancję organiczną i sapropelity — osady wysokopopielne, ubogie w substancję organiczną. Dość powszechnie wyróżniano też górną najbardziej zmienną warstwę osadów, na określenie której pojawiły się terminy „biopel”, „saprogen” i „pelogen”, jednak przyjął się tylko ostatni z nich.

Większość jednak autorów rosyjskich, zwłaszcza w okresie międzywojennym, posługiwała się najbardziej ogólnymi terminami: „osady denne”, „osady sapropelowe”, „osady ilaste”, „osady jeziorne”, „iły organogeniczne”, „iły” itp. nie stosując niemal żadnych podziałów i bardziej szczegółowej klasyfikacji oraz unikając na ogół terminu „dy”.

Z pozostałych, pochodzących z okresu powojennego klasyfikacji rosyjskich należy jeszcze wymienić klasyfikację Griczuka [35], który wykorzystując metodyczne założenia Lundquista (strukturalną analizę mikroskopową) podzielił składniki osadów na 3 grupy: organiczne, węglanowe i silikatowe (krzemionkowe). Następnie zaś stosując kombinacje tych składników wyróżnił cztery rodzaje osadów: 1) krzemionkowo-węglanowe, 2) węglanowo-krzemionkowe, 3) sapropelowe i 4) węglanowo-krzemionkowo-sapropelowe. Jest oczywiste, że klasyfikacja ta ma te same braki co klasyfikacja Lundquista.

Klasyfikację osadów opartą na wynikach analizy chemicznej popiołu pozostałego po spalaniu ich w piecu elektrycznym opracował Titow [153] wyróżniając: osady wapniste, krzemionkowe i mieszane. Również i tej klasyfikacji nie można uznać za udaną, ponieważ jednakowy chemiczny skład popiołu mogą mieć osady zawierające bardzo mało lub bardzo dużo materii organicznej. Materia organiczna może w nich przy tym występować w tak wielu postaciach i formach, iż samo to stanowić może dostateczną podstawę do wyróżniania odrębnych rodzajów osadów.

Wydaje się, że najbardziej wszechstronną, opartą na kompleksowym wykorzystaniu wszelkich rodzajów analiz i cech osadów, jest ostatnia z nich — klasyfikacja opracowana przez N. W. Korde [61, 63]. Wyróżnia ona 3 grupy założeń, które powinny być uwzględnione przy klasy-

fikacji dennych osadów jeziornych. 1. Konieczne jest ujęcie kompleksowe uwzględniające w miarę możliwości cechy zewnętrzne i właściwości fizyczne osadów, takie jak barwę, konsystencję, ciężar objętościowy itp. oraz wyniki wszelkich rodzajów analiz: mechanicznych, mineralogicznych, chemicznych i biologicznych a także przeszłość i budowę geologiczną obszaru zlewni zbiornika. 2. Należy uwzględniać jedynie określone, konkretne cechy osadów, a wykluczać domniemane, które np. mogły one mieć w czasie formowania się. 3. Wybór tych konkretnych cech nie może być przypadkowy, oparty tylko na tym, że dana cecha rzuca się w oczy, ale celowy i logicznie uzasadniony.

Za najbardziej ogólną cechą osadów, odzwierciedlającą wyniki złożonych procesów i zależności wzajemnych, czynników biotycznych i abiotycznych prowadzących do powstawania osadów, uważa Korde stosunki ilościowe pomiędzy organiczną i nieorganiczną częścią osadów. Na tej podstawie dzieli ona osady na 3 zasadnicze grupy: 1. Sapropiele właściwe, czyli niskopopielne zawierające więcej niż 50% substancji organicznej w przeliczeniu na absolutnie suchą masę. 2. Sapropiele o stosunkowo niskiej, 15—50% zawartości substancji organicznej. 3. Osady jeziorne o wysokiej zawartości popiołu, zawierające poniżej 15% substancji organicznej. Każdą z tych grup autorka dzieli dalej na typy i ich kombinacje w zależności od tego, do jakiej grupy organizmów i roślin wodnych, zwłaszcza mikroskopijnych, należą szczątki najliczniej reprezentowane i mające zdecydowaną przewagę nad pozostałymi. Oczywiście, jak wspominaliśmy, uwzględnia ona także fizyko-chemiczne cechy osadów.

W oparciu o te założenia Korde wyróżnia następujące typy osadów: a. Sapropiele okrzemkowe — tworzące się w zbiornikach mających dostateczny dopływ soli mineralnych a szczególnie azotanów i krzemianów. Najczęściej są one ubogie w substancję organiczną. b. Sapropiele sinicowe — odkładające się w płytkich, silnie zabagnionych i otoczonych spławiną zbiornikach. Najczęściej są one bogate w substancję organiczną, jednak niekiedy muszą być zaliczane do grupy drugiej, ponieważ są zailone lub wapniste. c. Sapropiele, w których dominują szczątki *Protococcales* — bardzo charakterystyczne dla płytkich, zarastających makrofitami, zbiorników eutroficznych. Ze względu na zawartość materii organicznej mogą być zaliczane do pierwszej lub drugiej, a niekiedy nawet do trzeciej grupy. d. Sapropiele z dominacją *Chrisomonadinae* — spotykane są rzadko, częściej jako okrzemkowo-wiciowcowe, lub takie, w których obok wielu gatunków występują wiciowce. Ze względu na udział substancji organicznej zaliczane są do pierwszej lub drugiej grupy. e. Sapropiele z dominacją szczątków *Desmidiaceae* (wstężnic), charakterystyczne dla warstw osadów z okresu subarktycznego. Spotyka się także sapropiele torfiasto-wstężnicowe, należą one do pierwszej lub drugiej grupy. f. Sapropiele torfiaste — ze znaczną

zawartością szczątków makrofitów, odkładają się w jeziorach zarastających i w strefie litoralu. Często stanowią warstwę przejściową pomiędzy innymi sapropelami a torfem. Należą na ogół do pierwszej grupy.

Obecnie w literaturze rosyjskiej używa się terminu „sapropel” w pojęciu nawet szerszym, niż to proponował H. Potonіe. Jak to bowiem widzimy z powyższej klasyfikacji Korde, terminem tym z odpowiednią kombinacją przymiotników obejmuje się wszystkie rodzaje osadów zawierające powyżej 15% substancji organicznej zastępując nim między innymi terminy: gytia, dy i tyrfopel.

Korde [61] będąc najbardziej konsekwentną zwolenniczką tego terminu daje następującą jego definicję: „Sapropelami nazywamy współczesne lub subfossilne, drobnostrukturalne, koloidalne osady śródlądowych zbiorników wodnych, zawierające znaczne ilości składników nieorganicznych pochodzenia biogenicznego, oraz domieszkę minerałów pochodzenia allochtonicznego”.

W literaturze zachodniej obecnie najczęściej używa się określeń ogólnych — „osady denne” i „osady jeziorne”. W dalszym ciągu jednak w dość powszechnym użyciu są terminy „gytia” i „dy”, przy czym te dwie kategorie wyróżnia się teraz często na podstawie stosunku węgla organicznego do azotu — C/N. Wskaźnik ten był od dawna stosowany w gleboznawstwie dla charakterystyki gleb humusowych. Otóż jeśli stosunek C/N jest niższy od 10, zawartość C org. w substancjach humusowych osadów jest niższa od 50%, a humus koloidalny ma odczyn neutralny, osady są gytia. Jeśli natomiast stosunek C/N jest wyższy od 10, zawartość C org. w substancjach humusowych przekracza 50%, a humus koloidalny ma odczyn kwaśny, wówczas jest to dy lub tyrfopel.

Hansen [42], za którym podaliśmy powyższe zasady klasyfikacji, twierdzi, że badania mikroskopowe wykazują, iż osady powstają z trzech głównych składników: 1) substancji organicznej, 2) części mineralnych (głównie ziarenek kwarcu), 3) nieorganicznych składników biogenicznych, głównie szczątków okrzemek i węglanu wapnia, powstałego ze skorupki mięczaków, oraz wytrąconego chemicznie z wody w wyniku asymilacji wolnego CO₂ przez glony i makrofity. Hansen daje następujące definicje gytii i dy: Gytia jest mieszaniną szczątków wszystkich rodzajów organizmów żyjących w jeziorze, substancji nieorganicznych wytrąconych z wody w wyniku procesów biochemicznych oraz składników mineralnych. Dy — natomiast jest gytia zmieszana z doplerytem. W pracach swych używa on również terminów — gytia detrytusowa, okrzemkowa, planktonowa itp.

W 1962 r. Grosse-Brauckmann [38] opublikował pracę poświęconą terminologii i klasyfikacji osadów organogenicznych. W pracy tej szczegółowo charakteryzuje treść (sens) poszczególnych terminów, zakres

ich stosowania oraz sposoby interpretacji i definiowania przez różnych autorów, podkreślając wieloznaczność i brak precyzji większości z nich. Przytacza również i charakteryzuje wszystkie poważniejsze przykłady klasyfikacji osadów. W konkluzji dochodzi do wniosku, że wprawdzie terminy gytia, dy, sapropel i mudde były zawsze używane do określenia osadów organogenicznych, ale w bardzo różnym sensie, a i obecnie nie ma również zgodności co do ścisłego znaczenia tych terminów. Następnie Grosse-Brauckmann stwierdza, że ponieważ z wyjątkiem „mudde” terminy te zawierają już w sobie pewną interpretację genezy osadów, a obecne metody nie pozwalają na ścisłe jej określenie podczas i tylko na podstawie badań polowych, wobec tego w sprawozdaniach z takich badań lepiej używać tylko terminu mudde, który nie sugeruje nic odnośnie genezy i oznacza jedynie osady czwartorzędowe z względnie wysoką zawartością substancji organicznej.

W literaturze polskiej przyjęły się terminy gytia i dy, przy czym ten ostatni jest raczej rzadko używany.

Jedyną próbę klasyfikacji osadów w piśmiennictwie polskim znajdujemy u Stangenberga [129]. Na podstawie badań własnych (głównie analiz chemicznych) powierzchniowych warstw osadów z głębokich części 119 jezior Suwalszczyzny wyróżnił on następujące typy osadów:

1. Osady krzemianowe — barwa szarozółta, popielatozółta lub żółta, zawartość substancji organicznej 20—30%, wapnia 20—30%, żelaza 2—15%, krzemianów powyżej 45%.

2. Osady organiczne — barwa ciemnoszara, czarnoszara i czarna; zawartość substancji organicznej powyżej 45%, CaCO_3 1,5—28%, żelaza do 12%, krzemianów do 38%.

3. Osady o wysokiej zawartości CaCO_3 — barwa jasnopopielata, popielata, szara lub szarozółta, zawartość substancji organicznej do 35%, CaCO_3 powyżej 50%, żelaza 1—17%, krzemianów do 30%.

4. Osady mieszane — do tego typu należą osady, w których żaden ze składników nie występuje w ilości przewyższającej 50%, a raczej wszystkie mają podobny udział, ok. 30% każdy. W klasyfikacji tej autor nie wyróżnił osadów o wysokiej zawartości żelaza jako osobnej grupy, twierdząc, że we wszystkich wymienionych osadach znajdować się ono może w różnych ilościach, nigdzie jednak nie dominuje.

Reasumując należy stwierdzić, że zarówno w dziedzinie terminologii jak i typologii osadów istnieje wiele różnych punktów widzenia i sposobów interpretacji tych samych terminów. Powoduje to wielki chaos w literaturze i w tych przypadkach, gdy w danej pracy nie przytoczono wyników żadnych analiz, to na podstawie samego opisu nie zawsze można zorientować się, o jakich osadach autorzy mówią.

Jeśli chodzi o zagadnienie klasyfikacji, to naszym zdaniem postulatory

Korde [61, 63] co do konieczności dokonywania jej na podstawach kompleksowych w oparciu o wyniki możliwie wszechstronnych analiz wydają się zasługiwać na szczególną uwagę.

* * *

*

Jak już wspomniano, pierwsza praca dotycząca dennych osadów jeziornych opublikowana została przez H. v. Posta w 1862 roku i dotyczyła opisu, terminologii i klasyfikacji osadów.

W jedenaście lat później (1873) Heim [43] podjął próbę eksperymentalnego ustalenia wartości rocznego przyrostu warstwy osadów na dnie jeziora Czterech Kantonów (Szwajcaria). W tym celu w różnych punktach dna ustawił sześć specjalnych skrzynek, które po roku miały być wydobyte, a odłożona w nich warstewka osadów dokładnie pomierzona i zbadana. Jednakże próba wydobycia tych skrzynek z dna skończyła się niepowodzeniem, a następną serię eksperymentów podjął Heim dopiero po 24 latach w 1897 r.

W międzyczasie Forel, uważany powszechnie za prekursora nowoczesnej limnologii, w swej klasycznej monografii jeziora Genewskiego [22] dokonał próby teoretycznego obliczenia (na podstawie określenia ilości zawiesin w wodzie) prędkości zasypywania jego misy materiałami nanoszonymi przez rzekę Rodan. Obliczenia te były jednak mało dokładne i jednostronne, gdyż Forel nie uwzględniał substancji organicznych i mineralnych powstających w samym jeziorze.

Wróćmy jednak do Heima. Podczas drugiej serii eksperymentów szeregu skrzynek zostało przez niego ustawionych na głębokościach do 200 m, również jak poprzednio na przeciąg jednego roku, a następnie po pomyślnym podniesieniu i dokonaniu pomiarów zostały one powtórnie ustawione na dnie na dalsze półtora roku. Wyniki tych eksperymentów sedimentologicznych pozwoliły Heimowi na stwierdzenie, że intensywność akumulacji osadów w poszczególnych latach i miejscach zbiornika jest różna.

Za przykładem Heima podobne eksperymenty były w latach 1901—1910 przeprowadzone również i na innych jeziorach szwajcarskich przez Szwajcarskie Towarzystwo Przyrodników i Berneńskie Towarzystwo Geograficzne. Wnioski wypływające z tych doświadczeń potwierdziły wyniki Heima.

W latach 1909—1910 w Austrii na jeziorze Luntzer badania tego typu prowadził Götzinger [32—3], wykonując serię 3—4-miesięcznych eksperymentów dla potwierdzenia swoich założeń teoretycznych. Przypuszczał mianowicie, że intensywność akumulacji osadów pozostając w bezpośredniej zależności od dopływu wód do zbiornika powinna być różna nie tylko w poszczególnych latach, ale i w różnych porach roku. Wyniki badań własnych i dane opublikowane w Szwajcarii potwierdziły

założenia Götzingera i pozwoliły mu na stwierdzenie, że najbardziej intensywna akumulacja ma miejsce wiosną podczas spływu wód roztopowych oraz częściowo latem w okresie intensywnych deszczów, natomiast jesienią, a w szczególności zimą, jest minimalna. Götzinger stwierdził również, że osady wiosenno-letnie są bardziej gruboziarniste niż jesienno-zimowe i wysunął myśl o możliwości wykorzystania rocznych warstewek osadów jako podstawy do obliczenia czasu trwania okresu polodowcowego.

W podobnym kierunku, ale na znacznie szerszą skalę prowadził badania A. Reissinger [110] na wielu jeziorach Bawarii w latach 1914—1932. Eksperymenty jego trwały od 3 do 8 lat i były przeprowadzane na głębokościach od 6 do 117 m. Wyniki i tu były podobne — znaczne wahania intensywności akumulacji osadów zarówno w poszczególnych latach, jak i w różnych jeziorach w ciągu tego samego roku. Badania tego rodzaju podejmowano również w Ameryce, gdzie na dwu jeziorach w stanie Indiana w latach 1930—1935 prowadzili je W. Scott i D. Miner [121], uzyskując wyniki identyczne z europejskimi. Badania te, które określić by można jako bierno-sedymentacyjne, podejmowane były również i w Związku Radzieckim (co zostanie omówione później). Niekiedy podejmowane są one również i obecnie, między innymi i w Polsce.

Inny, stratygraficzny kierunek badań osadów zapoczątkowany został przez słynnego hydrobiologa szwedzkiego Naumana [83, 84], a zbudowana przez niego sonda rdzeniowa przyjęła się szeroko w praktyce limnologicznej. Jednakże wskutek tego, że przy pomocy swojej sondy uzyskiwał rdzenie o długości nie przekraczającej 25 cm, nie mógł on również prowadzić poważniejszych studiów nad pionową stratyfikacją osadów i wyróżnia tylko trzy poziomy: 1) warstwę powierzchniową (pelogen), w której z opadłych na dno szczątków organicznych (głównie fito- i zooplanktonu) pod działaniem fauny bentonicznej i bakterii zaczyna formować się gytia; 2) warstwę niższą — gytii właściwej i 3) grunty podłoża. Dwie pierwsze warstwy dzielił jeszcze na młodsze i starsze.

Poglądy Naumana odnośnie typologii osadów omówione zostały poprzednio. Tu można tylko dodać, że uczony ten uczynił wiele w dziedzinie biologicznego poznania osadów dennych w związku ze swymi pracami nad trofizmem jezior i ich klasyfikacją oraz przyczynił się w ogromnym stopniu do spopularyzowania badań osadów wśród ówczesnych limnologów.

Bardziej szczegółowe badania stratyfikacji osadów przeprowadził w latach 1918—1919 Nipkow [88, 89] w jeziorach Zurychskim i Baldegger. Przy pomocy sondy Naumana pobrał on z jeziora Zurychskiego rdzeń, w którym pod 7 cm warstwą szarego materiału allochtonicznego stwierdził występowanie 23 par cienkich naprzemianległych ciemnych i jasnych warstewek o miąższości od 1 do 5 mm. W sumie miąższość tej prążkowanej warstwy wynosiła około 6 cm. Niżej zalegały dwie kolejne warstwy

szarego materiału allochtonicznego o łącznej miąższości około 15 cm. Zupełnie identyczny obraz — owe 23 pary ciemnych i jasnych warstewek — znalazł następnie jeszcze w kilku innych rdzeniach pochodzących wyłącznie z głębokości od 110 do 134 m. W żadnym natomiast z rdzeni pobranych z mniejszych głębokości takiej mikrostratyfikacji nie stwierdzono.

Dzięki istnieniu szczegółowych danych dotyczących intensywności występowania planktonu i specyfiki jego składu gatunkowego w latach ubiegłych udało się Nipkowowi (na podstawie badania szczątków planktonu w poszczególnych warstewkach) odnieść owe 23 pary warstewek ściśle do okresu 1896—1918. Co więcej, warstwy odpowiadające okresowi 1913—1915 mógł on na tej podstawie datować jeszcze ściślej i wyróżnić warstewki odpowiadające zimie 1913/14, oraz wiosnie, początkowi lata, latu i jesieni 1914 r. [89]

Badania te oraz znajomość faktu, że intensywne wytrącanie węglanu wapnia (wskutek asymilacji wolnego CO_2 z wody przez fitoplankton i makrofity) w jeziorze Zurychskim ma miejsce w maju, dały podstawę do twierdzenia, że jasne węglanowe warstewki osadów powstają latem, a ciemne zawierające więcej detrytusu roślinnego i siarczków żelaza zimą. Jeśli chodzi o warstwy materiału allochtonicznego, to także udało się stwierdzić, iż pochodzą one z lat, w których miały miejsce wielkie osuwiska brzegów. W pracy tej więc po raz pierwszy na konkretnym materiale wykazana została rola szczątków organizmów jako wskaźników chronologicznych.

W związku z powyższym można tu wspomnieć, że Wesenberg-Lund [161] już w 1901 r. wyraził przypuszczenie, iż cykliczne zmiany sezonowe zimno- i ciepłolubnych form planktonu powinny znaleźć swoje odbicie w uwarstwieniu i składzie chemicznym osadów. Jednakże wskutek braku odpowiednich przyrządów nie udało mu się tego dowieść w praktyce.

Idąc za przykładem Nipkowa, Hummel [45] bezskutecznie usiłował znaleźć podobną mikrostratyfikację w osadach jeziora Bodeńskiego na głębokościach do 240 m. Podobnie Lenz [71], który w 1920 r. z 12 eutroficznymi jeziorami Holsztynu pobrał 26 rdzeni (z głębokości od 5 do 52 m), w żadnym z nich nie stwierdził uwarstwienia rocznego. Fakt ten częściowo powiązał z typem troficznym owych jezior i ich stosunkowo niewielką głębokością. W wyniku tych badań Lenz doszedł do wniosku, że formowaniu się uwarstwienia rocznego w osadach jezior eutroficznymi przeszkadzają prądy przydenne, działalność ryjącej fauny bentonicznej, procesy rozkładu substancji organicznej, którym towarzyszy wydzielanie się pęcherzyków gazu, powodujących mieszanie się tej półpłynnej jeszcze substancji oraz stosunkowo mała głębokość tych jezior. Przypuszczał bowiem, iż mikrostratyfikacja może występować wyłącznie w osadach odkładających się na głębokościach większych niż 100 m.

W podobnym duchu wypowiadał się Lundquist [76] twierdząc, że dla powstania mikrostratyfikacji w osadach muszą istnieć specyficzne warunki i wobec tego jest ona zjawiskiem wyjątkowo rzadkim.

Równocześnie jednak w miarę rozwoju badań doniesienia o stwierdzeniu mikrostratyfikacji w osadach stawały się coraz częstsze. Zimą 1920/21 r. Whittaker [169] w rdzeniu pobranym na głębokości 9,7 m z małego jeziora McKay w pobliżu Ottawy stwierdził (poczynając od 3 cm poniżej powierzchni) istnienie 440 par jasnych i ciemnych warstewek o średniej miąższości 0,43 mm. Na podstawie analiz chemicznych i mikroskopowych stwierdził, że warstewki szare składają się głównie z węglanu wapnia i tworzą się wiosną, a brunatne, o dużej zawartości detrytusu roślinnego, późnym latem i jesienią. Zimą pod lodem w zbiorniku tym akumulacja praktycznie biorąc, nie ma miejsca.

W tym samym czasie (1921) Johnston [50] stwierdził występowanie uwarstwienia rocznego w osadach innego jeziora kanadyjskiego — Lake Louise. Naliczył on tu 30 par jasnych — gruboziarnistych i ciemnych — drobnoziarnistych warstewek, o średniej miąższości jednej pary 4—5 mm. Według tego autora wszystkie te osady są pochodzenia allochtonicznego, przy czym jasne odpowiadają akumulacji wiosennej i letniej, a ciemne jesiennej.

Również w jeziorze Ontario stwierdzono (w 1929 r.) występowanie uwarstwienia osadów na głębokościach przewyższających 190 m. Według Kindle'a [55] ciemne i jasne warstewki różniły się tu jedynie barwą.

W jeziorze Vattern w pld. Szwecji uwarstwienie osadów zostało stwierdzone przez Stalberga [128] w 1923 r. Miąższość warstewek była tu wyjątkowo duża, 12—20 mm.

Interesujące były również wyniki badań procesów sedymentacyjnych w jeziorze Genewskim, które w 1925 r. wykonali Coit i Collet [12]. W jednym z rdzeni (dług. 55 cm) wydobytym z głębokości ponad 100 m stwierdzili oni występowanie, kolejno, szarych gruboziarnistych i ciemnych drobnoziarnistych warstewek o średniej miąższości pary 1,7—2,5 mm. Warstwowanie to powiązali oni z charakterem zawiesin wnoszonych do jeziora przez wody Rodanu. Latem ta zasilana przez lodowce rzeka niesie masę materiału klastycznego, który osadzając się tworzy owe szare warstewki.

Wolstedt [174] jest również zdania, że w jeziorach przylodowcowych ciemne warstewki osadzają się zimą, a jasne latem. Natomiast w pozostałych, gdzie rozwija się życie organiczne, obfitość szczątków opadających latem na dno nadaje osadom barwę ciemną, a zimą, gdy dominują okrzemki, skorupki ich opadając nadają osadom barwę jasną, szarą.

Podobny pogląd reprezentował Reissinger [110], na podstawie badań wykonanych w jeziorze Starnberger (Bawaria), twierdził, że jasne warstewki osadzają się zimą, a ciemne latem.

Pewne podsumowanie i uogólnienie tych obserwacji wykonane zostało przez Bradleya [7, 8]. Wysunął on hipotezę, że uwarstwienie osadów może być wywołane dwiema różnymi przyczynami: 1. Prawidłowymi, sezonowymi zmianami charakteru sedymentującego materiału organicznego, który jest podstawą uwarstwienia sezonowego i gromadzi się głównie jesienią po okresie najintensywniejszego wymierania organizmów. Natomiast sedymentacja składników mineralnych może mieć charakter przypadkowy i nie wykazywać ścisłej korelacji ze zmianą pór roku. 2. Inną przyczyną powstawania uwarstwienia może być również rozmywanie osadów w strefie litoralu i wynoszenie powstałych zawiesin do strefy abysalnej, gdzie osadzają się powtórnie w kolejności zależnej od ich rozmiarów i ciężaru właściwego — zgodnie z prawem Stokesa.

W ten sposób, po każdym sztormie, w głębokich partiach zbiorników powinny powstawać dwie warstewki osadów, dolna — „gruboziarnistych” i górna z materiału drobniejszego. Jednakże w rzeczywistości założeń tych potwierdzić się nie udało. Bradley porzucił więc swoją „sztormową” teorię powstawania warstewek i pozostał przy pierwszej, podkreślając, że działalność fauny dennej przeszkadza powstawaniu mikrostratyfikacji, w związku z czym duża głębokość jest niezbędnym warunkiem jej zaistnienia.

W tym samym okresie wpływ sezonowych zmian klimatu na powstawanie uwarstwienia w osadach podkreślał także Wasmund [164], twierdząc, że specyfika zmian przejawów życia w zbiorniku w ciągu poszczególnych pór roku musi znaleźć odbicie w charakterze mikrostratyfikacji osadów.

Poważniejsze prace w dziedzinie badania chemizmu osadów wykonali: Johnston i Williamson [51], którzy próbowali określić rolę składników nieorganicznych w wytrącaniu i akumulacji CaCO_3 , Romieux [111], który badał występowanie CaCO_3 w jeziorze Genewskim, i Minder [80], autor interesujących obserwacji dotyczących zależności wytrącania się CaCO_3 od wzrostu eutrofizmu jeziora Zurychskiego i zakwitów w nim planktonu. Obszerną pracę poświęconą wytrącaniu się CaCO_3 opublikował w 1930 r. Pia [94]. Stwierdza on, że CaCO_3 może być wytrącane także na drodze czysto chemicznej, w wyniku przesylenia wody tym związkami, w przypadku istnienia różnicy temperatur w miejscach wpływu zimnych, bogatych w CaCO_3 wód źródłanych do ciepłego jeziora lub wskutek ulatniania się wolnego CO_2 do atmosfery. Należy również wymienić pracę Portnera [100], dotyczącą fizyko-chemicznych warunków wytrącania CaCO_3 i tempa akumulacji osadów węglanowych w jeziorze Neuchatel (Szwajcaria). W pracy tej obok wyników własnych badań i eksperymentów autora, znajdujemy także wyczerpujący krytyczny przegląd literatury przedmiotu. Zagadnieniami tymi zajmowali się także Joukowsky i Buffle [52], którzy stwierdzili, że w jeziorze

Genewskim ma miejsce stały wzrost zawartości CaCO_3 w osadach, od 29—33% w spągu do 77% w warstwach współczesnych, oraz Tidelsky [152], Allgeser [2], Wasmund [163], Van Hock [158] i wielu innych.

Zagadnieniem zawartości różnych postaci substancji organicznej, w osadach oraz zmianami jej ilościowego udziału w ogólnej ich masie, na przestrzeni historii i ewolucji biologicznej jezior, zajmowali się Hutchinson i Wollack [46], Hansen [42] i inni. Wiele zagadnień, szczególnie dotyczących problemu zawartości karotenoidów w osadach, znajdujemy w pracach Vallentyne [160, 161].

Analizę algologiczną do badania ewolucji jezior i stratyfikacji osadów stosowali: Cleve-Euler [10], Cogner [11], Pennington [93] i inni. Badaniem szczątków *Cladocera* w osadach zajmowali się Goulden [34] i Frey [23, 24], a szczątkami *Chironomidae* — Stahl [127].

Nie sposób wymienić wszystkich, którzy wykorzystywali metodę analizy pyłkowej do określania wieku i wyróżniania poszczególnych poziomów stratygraficznych w osadach. W latach powojennych stosuje się ją już powszechnie. Podobnie określanie wieku osadów metodą C^{14} , poczynawszy od 1950 r., spotykamy w coraz większej liczbie prac.

Ogólnym i metodycznym zagadnieniem dotyczącym chemizmu i fizycznych właściwości osadów poświęcone są m.in. prace Lamkiego [69], Hutchinsona [47], Hansena [42]. Wśród nich na wzmiankę zasługują liczne prace Twenhofela, a zwłaszcza jego studium pt. „Principles of Sedimentation” [156] oraz praca Zülliga [175] zawierająca obszerną część metodyczną dotyczącą analiz chemicznych i fizycznych, wyniki badań osadów dennych kilku jezior szwajcarskich, a także szczegółowy przegląd literatury przedmiotu.

* * *

Rozwój badań dennych osadów jeziornych w Rosji charakteryzuje się tym, że już od bardzo wczesnego stadium, bo od r. 1915, obok dociekkań czysto naukowych coraz większą rolę odgrywały i odgrywają nadal badania związane z praktycznym ich wykorzystaniem (zwłaszcza osadów bogatych w substancję organiczną) w różnych dziedzinach gospodarki narodowej: rolnictwie, hodowli, weterynarii, lecznictwie, budownictwie itp. Przyczyniło się to ogromnie do wzrostu zainteresowania osadami dennymi i do rozwoju badań w licznych specjalnie zorganizowanych placówkach i organizacjach naukowo-badawczych.

Pierwszą próbę poznania całego złoza osadów w przekroju pionowym podjął w 1901 r. Iwanow [49]. W tym celu przy pomocy ręcznego świdra geologicznego dokonywał wierceń poprzez złoże osadów jeziora Bołogoje. W uzyskanych próbkach stwierdził dobry stan zachowania szczątków roślinnych i zwierzęcych oraz zmiany ich składu gatunkowego na róż-

nych poziomach. Iwanow podkreślał również wielką rolę organizmów w akumulacji osadów oraz zwrócił uwagę na fakt, że w niektórych jeziorach wskutek stałego procesu akumulacji osadów organicznych zawierających sole mineralne może nastąpić obniżenie poziomu mineralizacji wód, a tym samym trofizmu zbiornika ze wszystkimi wynikającymi z tego faktu konsekwencjami biologicznymi. Ponieważ w pracach swych kładł nacisk na rolę organizmów roślinnych i zwierzęcych w życiu całego zbiornika i powstawaniu osadów, uważany jest w Rosji za prekursora tak zwanego „fizjologiczno-genetycznego” kierunku badań osadów dennych.

Szereg problemów związanych z historią rozwoju jezior poruszali badacze torfowisk i bagien. Tanfiliew [148] ustalił, że wiele torfowisk i bagien powstało na miejscu byłych jezior, które uległy stopniowemu procesowi zarastania. Jednakże we wszystkich swych publikacjach występował on jako nieprzejednany przeciwnik tłumaczenia specyfiki stratygrafii osadów jeziornych i torfowisk zmianami klimatycznymi w okresie polodowcowym.

Przeciwnego zdania był natomiast Sukaczew [135], uważany za prekursora „historyczno-ekologicznego” podejścia do badań osadów jeziornych, czym zajmuje się już od pół wieku. Walczył również z rozpowszechnionymi w Rosji poglądami Webera, że osady jeziorne są po prostu odmianą torfu. Sukaczew prowadził szerokie badania jezior i bagien w różnych częściach Rosji. Do najbardziej znanych jego osiągnięć należą: odkrycie w 1914 r. „warstwy granicznej” z pniami w torfowisku Szuwałowskim, czas powstania której określił na okres subborealny (wg Blitta), oraz prowadzone pod jego kierunkiem w czasie wojny i po wojnie badania osadów jeziornych na Uralu i Syberii. W pracach swych kładzie Sukaczew główny nacisk na badania szczątków wyższych roślin wodnych.

Z innych uczonych tego pierwszego okresu rozwoju badań osadów wymienić należy wspomnianego już Gilzena [30]. Zajmował się on głównie powierzchniowymi osadami zbiorników, w których prowadzono gospodarkę rybną. Gilzen określał fizyczne i mechaniczne właściwości osadów, wykonywał analizy chemiczne i na tej podstawie przeprowadzał ich klasyfikację.

Po r. 1910 bogatymi w substancje organiczne osadami jeziornymi zainteresowali się chemicy i energetycy. Zorganizowana w r. 1915 przez Akademię Nauk Komisja do badania naturalnych sił wytwórczych Rosji, a następnie w 1919 r. Komitet Sapropełowy Akademii Nauk (przy identycznej komisji rządu radzieckiego), w skład którego wchodziło 50 wybitnych uczonych, przejęły i kontynuowały intensywne badania nad możliwościami praktycznego wykorzystania bogatych w substancje organiczne osadów jako paliwa i surowca, dla uzyskania na drodze przeróbki chemicznej produktów podobnych do otrzymywanych z ropy

naftowej. I chociaż do wykorzystania tych osadów na skalę przemysłową nie doszło, poszukiwania te przyczyniły się w poważnym stopniu do organizacji i rozwoju badań oraz akcji wydawniczej.

W 1931 r. w Leningradzie zorganizowany został Zakład badań osadów dennych, który następnie został połączony z Wydziałem Biochemii AN. Później zamieniono go w Instytut badawczy osadów, a w końcu przekształcono w Instytut paliw kopalnych AN. W skład tego instytutu wchodził „Zakład genezy osadów jeziornych”. Obecnie prace te kontynuuje Zakład badań osadów w Instytucie Lasów AN oraz Instytut jezioroznawstwa przy Uniwersytecie w Leningradzie. Akcja wydawnicza prowadzona przez te organizacje naukowe wyraziła się w opublikowaniu kilkunastu tomów Prac oraz wielu książek i monografii poszczególnych obiektów, poświęconych badaniom osadów dennych.

Szczególnie intensywne badania osadów rozpoczęły się po Rewolucji, gdy powstał wspomniany Komitet Sapropelowy i zorganizowano Stację Sapropelową w Załuczje. Pierwszy kierownik tej stacji Perfiliew był twórcą nowej oryginalnej metody badania mikrostratyfikacji osadów i teorii powstawania tak zwanych „mikrozon”. Zbudował on również przyrząd do pobierania rdzeni osadów — „stratometr” oraz przyrządy do rozcinania osadów na cienkie mikroskopowe preparaty, „peloton” i „autopeloton”. W pracach swych Perfiliew [95, 96] nawiązywał do badań De Geera, wykorzystując „mikrozony” do celów ustalania absolutnej geochronologii późnego glacjału i holocenu, a zwłaszcza wieku jezior. Za przykładem Perfiliewa wiek jezior na podstawie zliczania owych „mokrozon” usiłowali później określać także inni badacze, między innymi Sukaczew [136].

W tym samym czasie coraz powszechniej zaczęto stosować metodę analizy pyłkowej do badań nad stratyfikacją i wiekiem osadów. W szczególności wymienić tu należy prace Kudriaszowa [66], Griczuka [35] oraz Nejsztadta [86, 87], który w ciągu wielu lat prowadzi badania złoża osadów jeziora Somino, osiągających rekordową miąższość około 40 m. Stosuje on tu coraz bardziej dokładne metody i rozszerza stopniowo zakres analiz — ostatnio zastosował analizę biologiczną, opracowaną przez Korde.

W dziedzinie zastosowania i rozwoju metody algologicznej analizy osadów szczególnie wielkie zasługi położył Porecki [99], pracujący wspólnie z Markowem i innymi. Stworzył on kierunek badań, zwany szkołą Poreckiego. Obecnie prace w tej dziedzinie kontynuują jego współpracownicy i uczniowie: Szeszczukowa [140], Żuze [19], Proszkina-Ławrenko [107], a na Litwie Kabajlene [53] i inni.

Metodę strukturalnej mikroskopowej analizy Lundquista (w nieco zmienionej formie) stosowali do ustalenia typów osadów Sołowiew i Biełogołowaja [126], a następnie rozwijał ją w swych pracach Griczuk [35].

Chemiczne metody analiz osadów rozwijali w swych pracach liczni badacze, a w szczególności Konszin [60] i Titow [153, 154], który — jak już wspomniano — opracował zasady klasyfikacji osadów na podstawie składu chemicznego ich popiołów.

Zagadnieniem powstawania osadów bogatych w węglan wapnia i procesami powodującymi wytrącanie go z wody zajmowali się: Perfiliew [95, 96], Kuźniecowa [67], Strachow [133], Korde [62], a ostatnio liczni badacze litewscy i łotewscy: Sawickas [120], Bartosz [4], Daniłans [15] i inni.

Należy jeszcze wymienić badaczy, których prace przyczyniły się w istotnej mierze do rozwoju naszej wiedzy o osadach dennych. Do takich należą prace Ałabyszewa [3], dotyczące między innymi korelacji typów osadów jeziornych z poszczególnymi strefami przyrodniczo-geograficznymi. Badania Rossolimo [112] nad określeniem prędkości akumulacji osadów; ostatnio dokonał on również ciekawej próby typologii jezior i regionalizacji limnologicznej na podstawie charakteru osadów [113]; prace Strachowa [133] i współpracowników [143], dotyczące procesów sedymentacji we współczesnych zbiornikach wodnych, powstawania osadów i podstaw teorii litogenezy; prace Siemienowicza [125], a w szczególności jego obszerne studium dotyczące powstawania rud jeziornych; liczne prace Sznitnikowa [141, 142] i Szostakowicza [145], dotyczące zależności i powiązań ewolucji jezior z ogólnymi procesami geologicznymi i tektonicznymi, a w szczególności ze zmianami klimatu oraz roli stratyfikacji i charakteru osadów jako indykatora tych zmian; prace Dzens-Litowskiego [21] i Perwofa [97] dotyczące procesów powstawania osadów i ich stratyfikacji w jeziorach słonych strefy suchej oraz cykliczności okresów akumulacji w związku z kilkuletnimi i wiekowymi wahaniami klimatu; interesujące prace Kuźniecowa [68], dotyczące mikrobiologicznych badań osadów i prace Deksbacha [18], dotyczące ich ogólnej biologicznej charakterystyki. Na wyróżnienie zasługują również liczne prace Korde, która obok opracowań metodycznych dotyczących lansowanej przez nią kompleksowej biologicznej analizy osadów i ich klasyfikacji na tej podstawie, opublikowała także prace podsumowujące dorobek nauki rosyjskiej i radzieckiej w badaniach osadów dennych.

W ujęciu regionalnym wymienić można co najmniej cztery ośrodki, gdzie obecnie najintensywniej prowadzone są badania osadów dennych: Leningrad — Łaboratorija Ozierowiedienija i Wydz. Geografii Uniwersytetu, pracują tu Siemienowicz, Dawydowa, Kwasow, Szeszczukowa, Proszkina-Ławrenko i inni. Moskwa — Instytut Geografii AN, Instytut Lasów AN, Wydz. Geografii Uniwersytetu, Instytut Oceanologii AN, pracują tu, Nejsztadt, Rossolimo, Griczuk, Korde, Żuze, Kuźniecowa, Strachow i inni. Swierdłowski — Inst. Rolniczy i Inst. Fizycznych Metod Leczenia, prowadzą głównie badania dotyczące praktycznego wykorzystania osadów jeziornych w rolnictwie, hodowli, weterynarii i lecznictwie, pracują tu Sokolnikow, Titow, Kowalew, Deksbach, Epsztejn i inni.

Wilno — Inst. Geografii AN i Inst. Geologii. Pod kierownictwem prof. Bieliukasa i Gudelisa pracują tu liczni specjaliści, którzy zwłaszcza w ostatnich latach opublikowali wiele ciekawych prac dotyczących genezy, wieku, stratyfikacji i właściwości osadów oraz ich roli w procesie poznania historii późnego glacjału i holocenu. Intensywnie rozwijają się tu także badania (prowadzone przez inst. resortowe) nad wykorzystaniem osadów w rolnictwie, hodowli i budownictwie oraz w niektórych gałęziach przemysłu. Poza wymienionymi, pracują tu, Garunkstis, Seibutis, Sawickas, Kaballiene i wielu innych.

Ze względu na ramy pracy nie sposób tu (podobnie jak przy omawianiu rozwoju badań osadów dennych na zachodzie) wymienić wszystkich badaczy czy scharakteryzować ich prace.

* *

*

W Polsce badaniem osadów dennych jezior, względnie ich opisem zajmował się Lityński [72, 73], który w jednej ze swych prac omawiał osady powierzchniowe przy okazji biologicznej klasyfikacji jezior Suwalszczyzny, a w innej (podręczniku hydrobiologii) dał ogólną charakterystykę osadów dennych i warunków ich akumulacji w różnych zbiornikach wodnych. Następnie w 1932 r. Rühle [115] pisał o osadach jeziora Hańcza, a ostatnio (1962) opublikował kompleksowe opracowanie dotyczące osadów dennych i procesów związanych z ich akumulacją w jeziorze Świteż [116].

Najpoważniejsze badania osadów dennych, a szczególnie ich składu chemicznego, prowadził Stangenberg. W jednej ze swych prac [129], opublikowanej w 1938 r., określił skład chemiczny osadów powierzchniowych w 119 jeziorach Suwalszczyzny, oznaczając: materię organiczną, krzemiany, węglany, żelazo i fosforany, oraz dokonał ich klasyfikacji. W pracy tej omówił również zagadnienie współwystępowania poszczególnych składników chemicznych w osadach, zależności typu osadów od typu biologicznego i chemizmu zbiornika, zagadnienie korelacji między chemizmem wody a składem chemicznym osadów, wpływu zlewni na skład chemiczny osadów i rolę tego składu jako indykatora charakteru przemiany materii organicznej w jeziorze. Zanalizował także warunki, które muszą być spełnione, aby mogło zachodzić wytrącanie i akumulacja poszczególnych związków chemicznych w osadach.

W okresie powojennym Stangenberg opublikował dalsze prace. W jednej o jeziorze Charzykowo [130] osadom dennym poświęca stosunkowo mało uwagi, określając tylko ich skład mechaniczny i ilość substancji organicznej w procentach suchej masy. W drugiej natomiast, o osadach byłego jeziora Żuchowo k/Karnkowa [131], zastosował identyczne metody i podobny zakres badań co w jeziorach Suwalskich. Różnica polega na tym, że tu analizie chemicznej poddano 116 próbek

osadów z czterech przekrojów obejmujących całą miąższość złoża. Dodatkowo określono także zawartość azotu organicznego i rozważano zagadnienie korelacji między zawartością C org. i N org. tzw. stosunek C/N. W osadach tego jeziora wyróżnił Stangenberg aż 16 rodzajów gytii, zastrzegając jednak, że podział ten ma tylko tymczasowy, roboczy charakter.

W 1952 r. Taysch opublikował artykuł [149] o klasyfikacji i znaczeniu praktycznym osadów jeziornych i podtorfowych. Nie wnosi on jednak nic nowego, ponieważ autor ogranicza się do zreferowania klasyfikacji H. Potoné i Stangenberga oraz wspomina o niektórych wynikach badań Tiuremnowa, Lundquista, Wasmunda i innych. Podobnie zastosowane przez autora czerpaki do wydobywania osadów były prymitywne, a wyniki jego badań dotyczące anonimowych (oznaczonych szyfrem literowym) obiektów są tylko smutnym świadectwem warunków okresu, w którym autor pracował.

Wspomnieć jeszcze należy pracę T a d a j e w s k i e g o [147] o osadach jeziora Družno jako siedlisku fauny dennej, Czeczugi [14] o osadach jezior Rajgrodzkich, oraz Stasiakowej o historii jeziora Kruklin k/Giżycka [132]. Praca Stasiakowej dotyczy bardzo ciekawego obiektu, w którym dzięki obniżeniu przed kilkudziesięciu laty poziomu wody o 6 m wynurzone zostały miąższe pokłady margli jeziornych. Margle te są obecnie eksploatowane, dzięki czemu powstała wielka odkrywka pozwalająca na prowadzenie wszechstronnych badań stratygraficznych. W spągu tych osadów odsłonięte zostały *in situ* pnie drzew (*Pinus*), które, jak wykazało określenie ich wieku metodą C^{14} , pochodzą z Allérodu.

C Z Ę Ś Ć II

OSADY DENNE JEZIORA MIKOŁAJSKIEGO

OBIEKT BADAŃ

Głównym obiektem badań, których wyniki przedstawione zostaną w dalszej części pracy, jest Jezioro Mikołajskie. Na wybór ten złożyło się szereg przyczyn. Jedną z głównych jest niewątpliwie fakt, że nad brzegiem jego znajduje się Stacja Badawcza Instytutu Geografii PAN, która stanowiła bazę techniczną — niezmiernie istotny element naszych prac, co podkreślano już we wstępie.

Niemniej istotne było to, że w ramach długofalowego, kompleksowego programu badań Stacji, obejmującego — mówiąc ogólnie — szeroki wachlarz zagadnień, dotyczących powiązań, współoddziaływania i wzajemnych zależności pomiędzy jeziorami i otaczającym je środowiskiem geograficznym, czyli badania jezior jako elementu środowiska geograficznego i ich roli w tym środowisku, opracowano już szereg elementów tego programu, głównie właśnie na przykładzie Jeziora Mikołajskiego. Część z nich — prace: J. Kondrackiego, H. Korolec, M. Synowcowej, A. Synowca i M. Szostaka zostały opublikowane w oddzielnym zeszycie „Dokumentacji Geograficznej” [20], wydawnictwach VI Kongresu INQUA [40], Kondracki, Szostak, Więckowski, oddzielnych artykułach: Kondracki [57, 58], Synowiec [138], Szostak [143], Więckowski [172] i pracy doktorskiej Synowca [139].

Wyniki tych prac były autorowi bardzo pomocne przy opracowywaniu niniejszej rozprawy, która podobnie jak opracowywane równolegle dysertacje: H. Korolec [64], dotycząca zmian zasięgu Jeziora Mikołajskiego i procesów brzegowych, oraz M. Szostaka o morfogenezie i morfometrii Jeziora Śniardwy [144], stanowi jedno z kolejnych ogniw realizacji tego kompleksowego programu.

Działają tu również dwie dalsze placówki naukowo-badawcze: Obserwatorium PIHM i Stacja Hydrobiologiczna PAN, które także zajmują się badaniami Jeziora Mikołajskiego w aspektach: klimatologiczno-hydrologicznym i hydrobiologiczno-hydrochemicznym. Ostatnio, jak już

wspomniano, M. Ralska-Jasiewicz ukończyła dysertację, poświęconą paleobotanicznym badaniom osadów Jeziora Mikołajskiego. Jasne jest więc, że podjęcie badań osadów dennych, w tym właśnie jeziorze było najbardziej celowe. Stwarzało bowiem możliwości nawiązywania do wszystkich tych badań i korzystania z ich wyników, co pozwoliło autorowi na bardziej kompleksowe opracowanie poszczególnych zagadnień. Jednocześnie zaś wyniki naszych badań stanowiąc będą pewne uzupełnienie tej sumy dotychczasowych wiadomości o Jeziorze Mikołajskim, która sprawia, że jest ono dziś niewątpliwie najbardziej wszechstronnie i szczegółowo zbadanym jeziorem w Polsce.

Dodatkowo, dla celów porównawczych i uzyskania odpowiedniego tła, przeprowadzono także rekonesansowe badania osadów dennych w większości obiektów zespołu Wielkich Jezior Mazurskich: Śniardwach, Bełdanie, Tałtach, Tałtowisku, Jagodnym, Niegocinie i kompleksu jeziora Mamry.

Przy opracowywaniu podziału regionalnego Pojezierza Mazurskiego jeziora te stanowiły podstawę wyróżnienia odrębnej jednostki krajobrazowej — Pojezierza Giżyckiego [98], lub Krainy Wielkich Jezior [59], czy też za literaturą niemiecką tzw. Doliny Mazurskiej [79]. Galon [25] pojezierze to łączy z sąsiednim „Pojezierzem Wschodnio-Mazurskim” (według Kondrackiego) w jedno — „Pojezierze Giżycańsko-Ełskie” lub „Mazury Właściwe”.

Jak pisze Kondracki [59], „Kraina Wielkich Jezior (Pojezierze Giżyckie) stanowi wyraźną, poprzeczną bruzdę w wale pojezierza, gdzie wskutek tego istnieją szczególnie korzystne warunki dla gromadzenia się wód w zagłębieniach po martwym lodzie i wśród licznych wałów moren czołowych” i dalej: „Wielkie zbiorniki jeziorne: Mamry (104,5 km²), Niegocin (27 km²) i Śniardwy (106 km², a z odgałęzieniami 156 km²) — łączą się ze sobą za pośrednictwem kanałów i mają wyrównany poziom wód na wysokości 116 m. Cały system połączonych ze sobą jezior obejmuje 310 km² i oddaje wody w dwu kierunkach: Pregoły za pośrednictwem Węgorapy i do Wisły za pośrednictwem Pisy, a dział wodny, który przebiega pomiędzy Niegocinem a Mamrami, może pod wpływem wiatrów i regulacji odpływu przez jazy przesuwac się bądź to na jezioro Mamry, bądź to na Niegocin”. Według Majdanowskiego [79] „powierzchniowy udział jezior na Pojezierzu Giżyckim jest największy w Polsce. W centralnej części osi Doliny Mazurskiej, koło Śniardw, jeziora zajmują 36,1%, w okolicy systemu jeziora Mamry 34,7%”.

Podobnie jak całe Pojezierze Mazurskie, Kraina Wielkich Jezior pozostawała w zasięgu ostatniego zlodowacenia (Północno-polskie, Bałtyckie, Würm). Stąd nosi ona wybitne piętno młodego krajobrazu polodowcowego, charakteryzującego się mnóstwem jezior, zwłaszcza rynnowych, bardzo urozmaiconą, często chaotyczną rzeźbą, wielką liczbą zagłębień bezodpływowych i znacznymi deniwelacjami, które tworzą

liczne wały moren, ciągnące się w kierunku zbliżonym na ogół do równoleżnikowego.

Morfogenezą i ewolucją geomorfologiczną tego obszaru zajmowało się wielu badaczy niemieckich. Obszerny przegląd tych prac i polemiczną dyskusję z poglądami autorów oraz wykaz literatury znajdujemy w obszernej i szczegółowej pracy Kondrackiego [57] z 1949 roku. Z autorów polskich wymienić tu należy Galona [25], Pietkiewicza [98], Szostaka [143] i po raz drugi Kondrackiego [40, 47], który w swoich pracach podsumował dotychczasowe poglądy i dał własne, najbardziej wyczerpujące opracowanie morfologii i genezy tego terenu. Według Kondrackiego [40, 57, 59] południową granicę Krainy Wielkich Jezior stanowią wały morenowe I fazy stadium poznańskiego, ciągnące się na omawianym terenie od jezior: Babięta, Nawiady, Mokre w kierunku na południowe brzegi jeziora Śniardwy — poprzez Wydryny, Niedźwiedzi Róg, Wielki Ostrów, Kwik i dalej w kierunku na Orzysz i Ełk. Innym akcentem tej granicy jest sandr, okalający od południa jezioro Śniardwy.

Od północy natomiast granicę Pojezierza Giżyckiego stanowią wały moren VII fazy recesyjnej (według Kondrackiego) stadium pomorskiego, ciągnące się od Kętrzyna ku północnemu-wschodowi. Jak z tego wynika, w granicach omawianego obszaru przebiega pięć dalszych wałów moren stadiów recesyjnych (II—VI). Samo natomiast Jezioro Mikołajskie leży pomiędzy wałami moren II i III fazy.

Jezioro Mikołajskie stanowi środkowe ogniwo tak zwanej Rynny Mikołajskiej, to jest głębokiego bruzdowego obniżenia terenu, wypełnionego wodami dużego zbiornika wodnego, ciągnącego się na przestrzeni 38 km od miejscowości Ryn na północy, aż do śluzy w Guziancu na południu. Kilkakrotne zmiany kierunku tej rynny i występujące w niej przewężenia dały podstawę do jej podziału (umownego) na cztery jeziora. Licząc od północy są to jeziora: Ryńskie, Tałty, Mikołajskie i Bełdany.

Granice Jeziora Mikołajskiego, według Szostaka [143], stanowią: na północy największe przewężenie na całej długości rynny — do około 80 m i wypływanie do około 5 m występujące w Mikołajkach w miejscu, gdzie istniał stary most drogowy, na południu natomiast gdzie jezioro Mikołajskie posiada dwie krótkie odnogi — południowo-wschodnia granica z jeziorem Śniardwy, przebiega na wysokości tak zwanej „Przeczeki” szerokiej około 100 m i głębokiej do 6 m, a południowo-zachodnia z jeziorem Bełdany, przebiega od cypelka u podnóża wysokiego brzegu na północy poprzez morenową wyspę w kierunku na miejscowość Wierzbę. Długość odcinka rynny w granicach jeziora Mikołajskiego wynosi około 5,4 km.

Wszystkie dane odnośnie położenia geograficznego i podstawowych parametrów morfometrycznych przytaczamy według opracowania Synowca [20] pt. „Morfologia Jeziora Mikołajskiego”.

P o łoż e n i e

Województwo olsztyńskie, powiat mrągowski, miasto Mikołajki i gromada Ukta.
Dorzecze Narwi, odpływ przez jezioro Śniardwy do Pisy.

Współrzędne geograficzne środka jeziora: $\lambda \cdot 21^{\circ}35'05''$, $\varphi \cdot 53^{\circ}46'05''$.

Wzniesienie zwierciadła wody 115,9 m n.p.m. przy wodostanie + 66 cm na wodowskazie PIHM w Mikołajkach.

P o w i e r z c h n i e

| | | |
|--------------------------------------|----------------|--|
| Powierzchnia jeziora łącznie z wyspą | A | 459,5 · 10 ⁴ m ² |
| Powierzchnia wyspy | A _i | 0,2 · 10 ⁴ m ² |
| Powierzchnia zwierciadła wody | A _c | 459,3 · 10 ⁴ m ² |

D ł u g o ś c i i s z e r o k o ś c i

| | | |
|-------------------------------|-------------------|----------|
| Długość linii brzegowej | L | 13 210 m |
| Długość linii brzegowej wyspy | L _i | 175 m |
| Długość obwodnicy | L _c | 12 645 m |
| Urzeźbienie linii brzegowej | $k = L(L_c)^{-1}$ | 1,045 m |
| Największa długość jeziora | L _m | 4 945 m |
| Największa szerokość jeziora | b _m | 1 670 m |
| Średnia szerokość jeziora | $b = A(L_m)^{-1}$ | 907 m |

średnie nachylenie dna 3°45'

G ł ę b o k o ś c i

| | | |
|-------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|
| Głębokość maksymalna | z _m | 27,8 m |
| Głębokość średnia | $z = V(A_0)^{-1}$ | 11,0 m |
| Wskaźnik głębokościowy | $k' = z(z_m)^{-1}$ | 0,41 |
| Głębokość względna | $z'_r = z_m(VA)^{-1}$ | 0,013 |
| Głębokość izobaty pokrywającej | Z _A | 12,1 m |
| połowę powierzchni zwierciadła wody | w odsetku z _m ² | 44 ⁰ / ₀ |
| Głębokość izobaty pokrywającej | Z _V | 6,6 m |
| połowę pojemności jeziora | w odsetku z _m ² | 24 ⁰ / ₀ |

P o j e m n o ś c i

Pojemność całkowita

V 50,576 · 10⁶ m³

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

W opracowaniu powyższym znajduje się również szczegółowy opis kształtu, rozmieszczenia głębozców i elementów rzeźby dna poszczególnych części Jeziora Mikołajskiego, opracowany na podstawie wykonanego pod jego kierunkiem planu batymetrycznego w podziałce 1 : 5000 i izobatach wykreślonych co 1 metr. Wobec tego w tej pracy ograniczymy się tylko do krótkiej ogólnej charakterystyki i załączenia wymienionego planu batymetrycznego, na którym zresztą opierają się wszystkie załączone opracowania kartograficzne, dotyczące rozmieszczenia i miąższości osadów organicznych oraz ukształtowania powierzchni dna mineralnego w Jeziorze Mikołajskim.

Jezioro Mikołajskie, podobnie jak i sąsiednie pozostałe ogniwa zbiornika (Bełdany, Tałty i Ryńskie), ma charakter jeziora rynnowego o kształcie wydłużonym. Rozciąga się w kierunku z NW na SE, ma słabo rozwiniętą linię brzegową i wąską platformę przybrzeżną o stokach stromo opadających ku toni jeziornej. Dno jeziora jest dziś w poważnym stopniu wygładzone przez częściowe zasypanie wszystkich przegłębień osadami dennymi. Mimo to rzeźba jego dna jest w dalszym ciągu dość urozmaicona, zwłaszcza w południowej części jeziora i wykazuje charakterystyczne dla jezior rynnowych [174] ciągi głębozców (kotłów) i progów.

Na podstawie zmiany charakteru rynny z wąskiej i głębokiej na płytszą i szerszą, Jezioro Mikołajskie umownie dzieli się na dwie części: północną, tak zwane „Płoso Mikołajskie” i południową — „Płoso Dybrowskie”. Linie, która je rozgranicza, prowadzi się od charakterystycznego cypla na brzegu wschodnim tak zwanego „Dziedzinowego Rogu” do „Zatoki Kulinowo” na brzegu zachodnim w miejscu, gdzie na pewnym odcinku występuje obniżenie brzegu.

W dnie jeziora granica ta oznacza się jako wyraźny próg między głębozcami a kamienistą płycizną (głębokość 2 m) w pobliżu brzegu wschodniego i podobnym pagórkowatym wzniesieniem dna w znacznym oddaleniu od brzegu zachodniego. Jest rzeczą charakterystyczną, że granica ta zaznacza się również prawie całkowitym brakiem osadów na dnie jeziora (ryc. 1), co szczegółowo omawiane będzie w dalszej części pracy.

Zachodnie brzegi jeziora są niemal na całej długości bardzo strome i wysokie — do 30 m wys. wzgl. Na powierzchni zalegają tu brunatne gliny zwałowe z głazami oraz żwir i piaski. Na całej długości, aż do jeziora Bełdany, brzegi pokryte są wysokopiennym lasem sosnowo-świerkowym, a na tarasie nadzalewowym — olszyną, wierzbą i leszczyną.

Natomiast brzeg wschodni jest wysoki i stromy tylko na odcinku od starej przystani w Mikołajkach do osiedla PIHM, następnie stopniowo opada i od „Dziedzinowego Rogu” aż do „Przeczeki” jest już zupełnie niski i płaski. Podobnie jak na brzegach zachodnich na powierzchni zalegają tu brunatne gliny zwałowe z głazami i materiał żwirzasto-piasz-

Wartości w mg/l (dane z 16. IX. 1950 r.)

| Głęb. | Barwa Pt | Mętn. Si | Tw. og. CaCO ₃ | Tw. węgl. CaCO ₃ | Tw. nie-węgl. CaCO ₃ | Zel. og. Fe | Amo-niak N-NH ₃ | Azo-tyny N-NO ₂ | Fosfor PO ₄ | Chlor-ki Cl | Siar-czany SO ₄ | Utle-nial-ność O ₂ |
|-------|----------|----------|---------------------------|-----------------------------|---------------------------------|-------------|----------------------------|----------------------------|------------------------|-------------|----------------------------|-------------------------------|
| 1m | 15 | 160,0 | 140,0 | 20,0 | ślady | ślady | 0,001 | ślady | 0,05 | 9,0 | 6,0 ² | 7,3 |
| 20m | 20 | 170,0 | 165,0 | 5,0 | 0,20 | 0,200 | 0,002 | 0,050 | 0,8 | 9,0 | 4,0 | 8,0 |

czysty. Poza miastem Mikołajki teren zajęty jest pod uprawę, a w miejscach niskich, częściowo zatorfionych, występują łąki.

Jeziro Mikołajskie pod względem biologicznym zaliczane jest do typu jezior eutroficznych o „holomiktycznym” typie krążenia. Według Olszewskiego i Paschalskiego [91] odczyn jego wód jest zasadowy — pH 7,2—8,0, zaś węglanowość podobnie jak i w pozostałych jeziorach kompleksu, dość wysoka — MC. 2,8—3,3. Barwa wody 25—30 mg/l Pt. Chemizm wód według danych tych autorów przedstawia się następująco:

METODY BADAŃ TERENOWYCH — ILOŚĆ ZEBRANYCH MATERIAŁÓW

Badania terenowe prowadzone były w okresie 1960—1964, głównie w sezonach letnich, ale częściowo także zimą, z powierzchni lodu. Objęły one: a) pobieranie rdzeni osadów dennych, b) rozpoznanie procentu pokrycia powierzchni dna jezior osadami organogenicznymi, c) wykonanie szczegółowych pomiarów batymetrycznych co 10—20 m na 14 profilach poprzecznych (przez rynnę Jeziora Mikołajskiego), wzdłuż których pobierano następnie rdzenie osadów.

Na jeziorach: Beldany, Śniardwy, Tałty, Tałtowisko, Jagodne i Nięgocin oraz na jeziorach kompleksu Mamry pobrano po kilka rdzeni osadów z różnych charakterystycznych punktów tych jezior.

Wybór tych punktów, dokonany na podstawie planów batymetrycznych, był tak pomyślany, aby można było uzyskać możliwie najpełniejszy obraz zróżnicowania miąższości osadów oraz tempa i charakteru ich akumulacji w zależności od ukształtowania dna i kształtu misy jeziornej, przepływowości, dopływów itp., a także ich występowania lub braku na poszczególnych częściach dna.

Zgodnie z powyższymi założeniami rdzenie osadów pobierano: a) w najgłębszych miejscach jezior, b) pośrodku największych płaskich obszarów dna, c) naprzeciw ujść wpadających do jeziora rzek, d) w łączących jeziora przesmykach i cieśninach. Oprócz tego w niektórych z wymienionych jezior dokonano dodatkowo dużej liczby (co najmniej po kilkadziesiąt) sondowań małą sondą, których celem było tylko stwierdzenie występowania lub braku osadów organogenicznych na poszczególnych częściach dna. Ogółem z jezior tych pobrano ponad 50 rdzeni.

Jednym z głównych celów badania osadów Jeziora Mikołajskiego było możliwie dokładne poznanie rozmieszczenia i miąższości osadów oraz zróżnicowania tej miąższości w zależności od wymienionych poprzednio czynników wpływających na intensywność akumulacji, co szczegółowo omówione zostanie w innym miejscu tej pracy.

W związku z tym w Jeziorze Mikołajskim, poza szeregiem rdzeni osadów pobranych, podobnie jak i w poprzednich, z różnych charakterystycznych punktów dna, główny nacisk położono na systematyczne pobieranie rdzeni wzdłuż czternastu przekrojów poprzecznych, wyznaczonych przez rynnę jeziora.

Wyznaczając owe przekroje poprzeczne (ryc. 1, 2) kierowano się z jednej strony tym, aby przecinały one również możliwie najbardziej charakterystyczne części dna: głęboczki, progi, obszary wyrównane itp. Z drugiej strony istotne było możliwie równomierne ich rozmieszczenie i wyprowadzenie z charakterystycznych punktów linii brzegowej, względnie innych służących jako repery obiektów — budynków, drzew itp., które były łatwe do oznaczenia na planie batymetrycznym. Spełniały one rolę nabeżników umożliwiających utrzymanie się na linii przekroju, przy wykonywaniu sondowań.

Odległości od brzegu do punktów, w których pobierano rdzenie osadów latem, określano metodą triangulacyjną, a zimą oznaczono domiarem, przy pomocy cechowanej linki stalowej. Przed pobraniem każdego rdzenia osadów dokonywano w danym punkcie dokładnego pomiaru głębokości.

Ogółem z Jeziora Mikołajskiego wydobyto około stu rdzeni osadów o długości do 10 m i nienaruszonej stratyfikacji. W wielu wypadkach obejmują one nie tylko pełny przekrój utworów organogenicznych, ale niekiedy także różnej miąższości (do kilku m) warstwę mineralnych materiałów glaciegenicznych, którymi wysłane są misy jezior. Ponadto dokonano przeszło stu sondowań małą sondą udarową w celu dokładniejszego ustalenia zasięgu tych obszarów dna, na których osady organiczne nie występują. W sumie uzyskano dość szczegółowy obraz występowania oraz miąższości i stratyfikacji osadów organogenicznych, a także podścielających je utworów mineralnych.

O skali przeprowadzonych prac terenowych świadczyć może fakt, że z Jeziora Mikołajskiego i pozostałych, uprzednio wymienionych jezior wydobyto około 150 rdzeni osadów o łącznej długości ponad 600 m i ciężarze przeszło dwu ton.

Pobrane rdzenie osadów, w gilzach z plexi lub bez, były pakowane po 5 m bieżących w pudła plastikowe i przewożone na Stację Badawczą w Mikołajkach. Tutaj po oczyszczeniu powierzchni dokładnie je opisywano, określając barwę, konsystencję, widzialne domieszki grubych szczątków makrofitów, muszelek, łusek i szczątków szkieletów ryb oraz stopień spiaszczenia, zailenia itp. Następnie z wybranych rdzeni pobie-

rano co 5 cm (i dodatkowo z poziomów charakterystycznych), do hermetycznych fiolek, próbki do analizy palynologicznej, algologicznej i ewentualnie innych analiz biologicznych i mikroskopowych.

Duże próbki do późniejszych analiz chemicznych, granulometrycznych i innych pobierano w zasadzie co 25 cm i z poziomów charakterystycznych, niekiedy jednak zabezpieczano całość materiału przez suszenie w suszarce elektrycznej, w temperaturze 105°C. Z wybranych rdzeni pobierano także próbki do bezpośredniego określania ciężaru objętościowego i wilgotności w stanie świeżym. Oddzielnie zabezpieczano także torfiaste partie spągowe oraz zawierające koncentrację skorupki mięczaków. Część materiału płukano na sitach, o różnych średnicach oczek, dla określenia zawartości makroszczątków organicznych oraz piasku, żwiru i gładzików, dla stwierdzenia stopnia ich obtoczenia i składu petrograficznego. Pozostałe rodzaje analiz opisane zostaną w następnym rozdziale.

CZYNNIKI WARUNKUJĄCE ZRÓŻNICOWANIE PROCESÓW I TEMPA SEDYMENTACJI ORAZ PRĘDKOŚCI AKUMULACJI OSADÓW

Jak wiadomo, we wszystkich zbiornikach o tak zwanej „zwolnionej wymianie wód” zachodzi nieprzerwany proces akumulacji osadów. Osady te powstają zarówno z substancji tworzących się w samym zbiorniku — autochtonicznych, jak i wnoszonych doń z zewnątrz — allochtonicznych.

Pierwsze, autochtoniczne składniki osadów są produktami niszczenia brzegów (abrazji), substancjami wytrącanymi z wody w wyniku procesów bio- i fizyczno-chemicznych, bądź ekstrementami i szczątkami organizmów (zwłaszcza planktonowych), roślinnych i zwierzęcych, żyjących w danym zbiorniku.

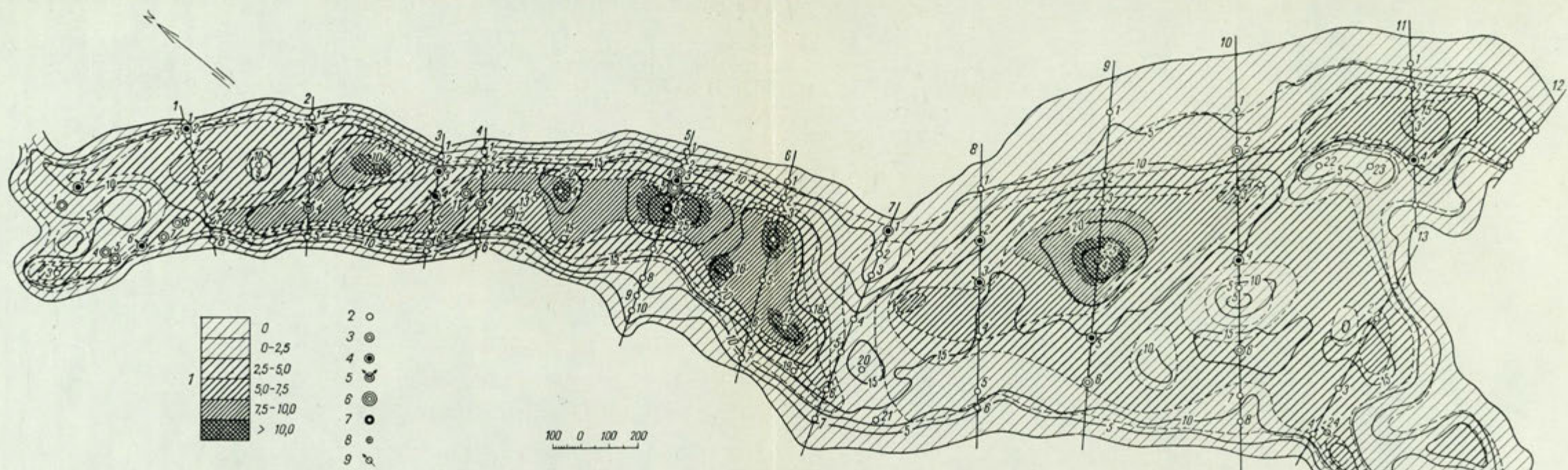
Drugie, allochtoniczne, wnoszone do zbiorników przez wody spływające ze zlewni, to mineralne cząstki spławialne, gruby i drobny detrytus (głównie roślinny), cząstki i kwasy humusowe, rozpuszczone w wodzie różne substancje chemiczne, oraz pyły, liście itp. wnoszone przez wiatr.

Wszystkie te materiały w wodach zbiorników podlegają złożonemu oddziaływaniu procesów dynamicznych, fizycznych (dyfuzja, ruchy Browna), chemicznych i biologicznych, a jednocześnie opadają na dno z prędkością zależną od ich rozmiarów i ciężaru właściwego, a także gęstości i lepkości oraz wszelkich ruchów mas wody.

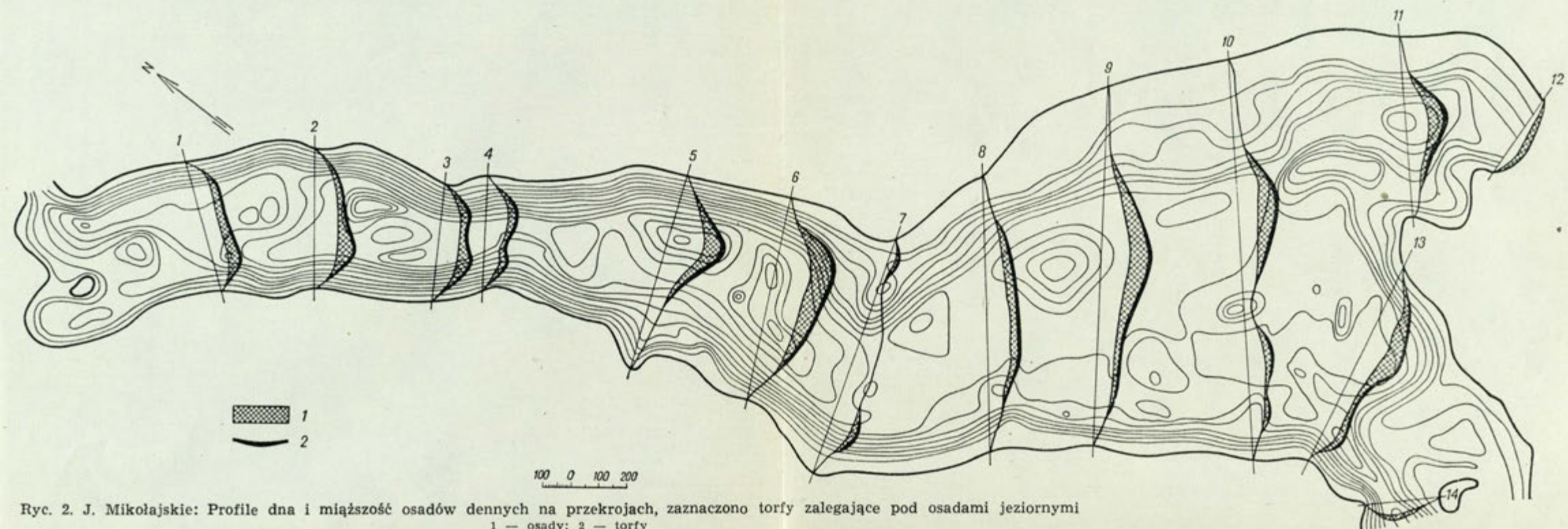
Prędkość opadania cząstek V określa poniższy wzór Stokesa:

$$V = \frac{2}{9} \cdot g \cdot r^2 \frac{q - q'}{n}$$

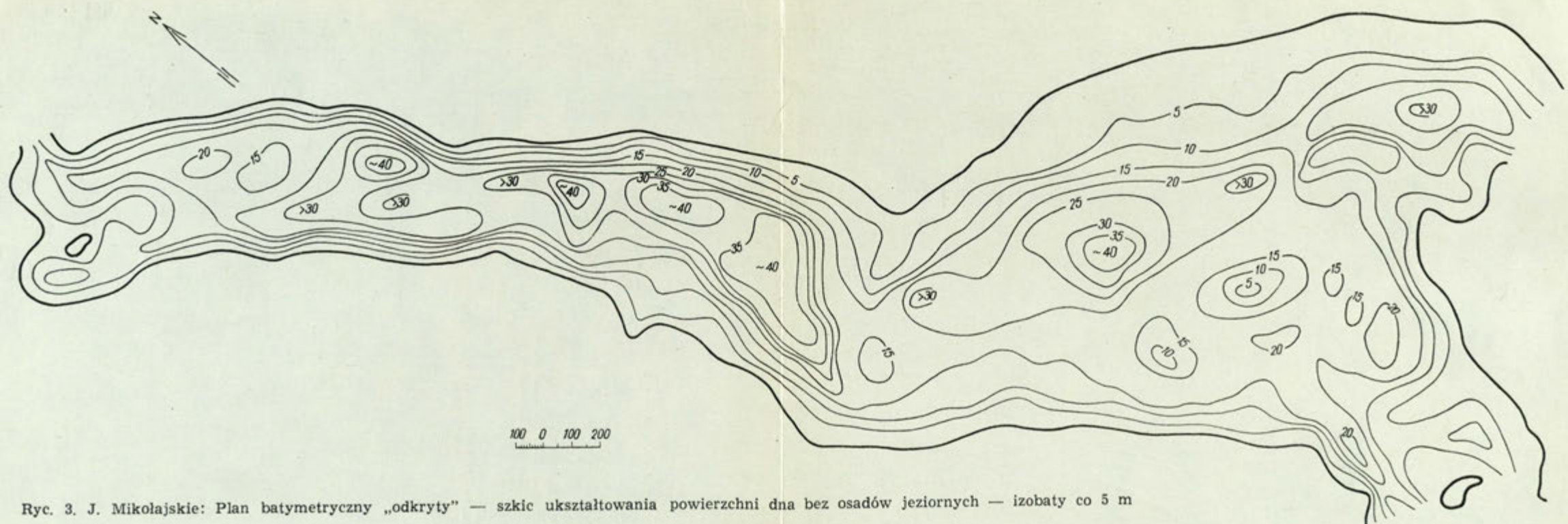
gdzie r = promień cząstek (przyjmowanych za kule), q = ciężar właściwy cząstek, q' = gęstość wody, n = współczynnik lepkości wody.



Ryc. 1. J. Mikołajskie: miąższość osadów dennych; na planie wykreślono przekroje i zaznaczono punkty, z których wydobyto rdzenie osadów
 1 — miąższość w m; 2 — rdzeń nr kolejny; 3 — torf w spągu osadów; 4 — torf poddany analizie palynologicznej; 5 — torf datowany C 14; 6 — rdzeń poddany analizie palynologicznej; 7 — rdzeń poddany analizie chemicznej; 8 — oznaczono uwodnienie osadów; 9 — rdzenie poddane analizie spektralnej



Ryc. 2. J. Mikołajskie: Profile dna i miąższość osadów dennych na przekrojach, zaznaczono torfy zalegające pod osadami jeziornymi
 1 — osady; 2 — torfy



Ryc. 3. J. Mikołajskie: Plan batymetryczny „odkryty” — szkic ukształtowania powierzchni dna bez osadów jeziornych — izobaty co 5 m

Poniżej przytaczamy tabelę prędkości opadania cząstek wyliczoną na podstawie wzoru Stokesa:

| średnica cząstek mm | prędkość opadania | | czas opadania o 1 m | |
|------------------------|-------------------|--|-------------------------------|----------------------|
| | mm/sek. | | w sek. | min. dniach i latach |
| 10,0 | 950 | | 1,05 sek. | |
| 1,0 | 85 | | 11,8 sek. | |
| 0,1 | 9 | | 2 min. 23 sek. | |
| 0,01 | 0,14 | | 119 min. 5 sek. (ok. 2 godz.) | |
| 0,001 | 0,0015 | | ok. 184 godz. (7,5 doby) | |
| 0,0001 | 0,000014 | | ok. 700 dni (dwa lata) | |

Ponieważ średnice zawieszin zazwyczaj nie przekraczają 0,2 mm (z wyjątkiem grubego detrytusu organicznego), a często do 50% cząstek ma średnicę rzędu 1 mikrona, przeto ich opadanie na dno głębokich jezior nawet w warunkach stagnującej wody wymagałoby bardzo długiego czasu. Jeśli więc zwrócimy jeszcze uwagę na fakt, że już nawet bardzo słabe (rzędu cm/sek.) prądy konwekcyjne i turbulencyjne ruchy mas wody wystarczają do trwałego podwieszania i transportu cząstek o średnicach poniżej 2 mikronów, to zrozumiemy, jak dalece wszystkie te czynniki wpływają na przebieg sedymentacji cząstek i akumulacji osadów dennych.

Cały ten niezwykle skomplikowany, zmienny w czasie i przestrzeni, mechanizm procesów sedymentacji cząstek i akumulacji osadów będziemy bardziej szczegółowo omawiali poniżej, na przykładzie własnych obserwacji dotyczących Jeziora Mikołajskiego i pozostałych jezior, na których prowadzone były badania.

Jak o tym świadczą wydobyte rdzenie, miąższość organogenicznych osadów dennych wykazuje wielkie zróżnicowanie w każdym z badanych jezior i wynosi od zera do dziesięciu i więcej metrów. Z drugiej zaś strony średnia miąższość tych osadów jest we wszystkich badanych jeziorach podobna i waha się w granicach 5—7 m.

Z załączonej mapy (ryc. 1) i przekrojów (ryc. 2) widzimy, że miąższość osadów organogenicznych w Jeziorze Mikołajskim wzrasta bardzo szybko wraz z głębokością (w pozostałych jeziorach obserwowano zjawisko podobne). Z reguły miąższość ta jest największa w najgłębszych miejscach badanych jezior, gdzie najczęściej przewyższa 10 m, to jest długość naszej sondy. Jednakże dokładna analiza wzrostu miąższości z głębokością, zależnie od wielkości spadków dna, pozwala przypuszczać, że w przypadku Jeziora Mikołajskiego maksymalna miąższość osadów nie przekracza 12—13 m.

Natomiast maksymalne i średnie miąższości tych osadów są często większe w jeziorach płytkich niż w głębokich, gdyż zależy to od ich typu biologicznego (troficznego) i związanej z tym intensywności produkcji substancji organicznych bądź od ilości materiałów pochodzenia allochtonicznego, to jest od wielkości i charakteru ich zlewni. W naszym

przypadku miąższości te (średnie i maksymalne) są prawdopodobnie w jeziorach: Kirsajty, Śniardwy, Łuknajno i Warnołty wyższe niż w Jeziorze Mikołajskim.

Wielkie wahania miąższości osadów organogenicznych w obrębie poszczególnych jezior są, jak się wydaje, w głównej mierze wynikiem faktu, że po pierwsze zarówno szczątki fito- i zooplanktonu, ekstrementy organizmów zwierzęcych, podobnie zresztą jak i większość pozostałych materiałów organicznych i mineralnych, są cząstkami o wysokim stopniu dyspersji, które — jak pisaliśmy poprzednio — opadają bardzo powoli i wskutek tego już zanim osiągną dna, są transportowane na znaczne nieraz odległości zgodnie z układem prądów i ruchów mas wody, istniejących w danym jeziorze. I po drugie, że również po osiągnięciu dna wszystkie te składniki osadów, zanim ostatecznie przekształcą się w miękkie, a następnie zwięzły utwór o charakterze gytii (sapropelu), przez długi okres czasu znajdują się w stanie płynnej lub półpłynnej masy detrytusowej (pelogenu), której miąższość wahać się może w poszczególnych zbiornikach od kilkunastu cm do kilku m, co również zależy od szeregu czynników, a głównie od biologicznego typu zbiornika.

W całej tej masie zachodzą nadal intensywne procesy biologiczne, biochemiczne i chemiczne oraz pionowa grawitacyjna segregacja materiału w zależności od rozmiarów poszczególnych cząstek i ich ciężaru właściwego. Ma tu miejsce także mechaniczne rozdrabnianie i mieszanie materiału przez bentoniczną faunę ryjącą (zwłaszcza *Chironomidae* i *Oligochaeta*), ryby żerujące na dnie, ruchy wody i pęcherzyki gazów, wydzielających się w procesie rozkładu substancji organicznych. Wszystkie te procesy czynią ową masę czynną w sensie biologicznym i chemicznym, a ruchy wody i siła grawitacji czynią ją również czynną w sensie dynamicznym.

W konsekwencji ta labilna masa nie osiada równomiernie na całej powierzchni dna jeziora, ale tworzy swoistego rodzaju „denne potoki suspensyjne”, które ulegając działaniu siły grawitacji spływają (spelzają) powoli po skłonach mis jeziornych i wszelkich zagłębieniach dna intensywnie je wypełniając, bądź też zostaje wynoszona z jednych części dna i odkładana w innych przez różne, nawet bardzo słabe prądy i w ogóle ruchy mas wody, które istnieją we wszystkich zbiornikach, zarówno przepływowych, jak i w zamkniętych.

Z jednej strony powoduje to najczęściej prawie całkowite zacieranie (zamazywanie) specyfiki poszczególnych, sezonowych, rocznych i dłuższych cykli akumulacji osadów. Wydaje się, że właśnie dlatego w rdzeniach osadów, wydobytych przez nas z badanych jezior, tylko w kilku przypadkach stwierdzono na pewnych poziomach ślady mikrouwarstwienia typu warw — „mikrozon” Perfiliewa.

Z drugiej zaś strony z biegiem czasu prowadzi to również do zupełnego zasypania wszelkich zagłębieniach dna i dużego zróżnicowania miąż-

szości osadów organogenicznych, w zależności od pierwotnej głębokości w danym punkcie. Poza tym powoduje bardzo nierównomierne pokrycie osadami poszczególnych części dna jezior, a nawet zupełny brak osadów na znacznych, względnie płaskich obszarach dna, mimo to, że głębokość bywa tam większa niż w innych obficie wysłanych osadami oraz że warunki ekologiczne w epilimnionie, a zatem i intensywność produkcji substancji organicznych w obrębie danych, względnie niewielkich jezior zróżnicowane są w stopniu minimalnym. W każdym razie w żadnym przypadku nie pozwalają one na wyjaśnienie tego zróżnicowania miąższości osadów, jakie stwierdzono np. w Jeziorze Mikołajskim (ryc. 1 i 2).

I tak np. w północnej części jeziora, na płaskich obszarach dna i głębokościach rzędu 7—11 m miąższość osadów waha się od 5 do 10 m (przekrój nr 1 na ryc. 2), podczas gdy w innych miejscach np. w zatoce na południe od Stacji Hydrobiologicznej (przekrój nr 5) i na przekroju nr 7 (Dziedzinowy Róg — Kulinowo), na względnie płaskich i głębokich do 15,5 m obszarach dna, nie ma niekiedy nawet śladu osadów, a bezpośrednio na powierzchni zalegają czyste szare piaski, materiał morenowy lub spiaszczone ły.

Podobne niezgodne z rozkładem głębokości i ukształtowania dna rozmieszczenie osadów organogenicznych stwierdzono również w jeziorze Śniardwy, gdzie małą sondą udarową wykonano 56 sondowań na dwu krzyżujących się przekrojach — jednym biegnącym od Popielna do Nowych Gut i drugim — biegnącym z zatoczki na wschód od Wielkiego Ostrowu do wysokiego brzegu na zachód od wsi Dziubiele. Okazało się, że tu także są miejsca, gdzie nawet na głębokościach 9—10 m osady nie występują, podczas gdy normalnie w jeziorze tym zalegają one zazwyczaj już od głębokości 5—6 m, a nawet mniejszej.

Również w jeziorach Kisajno, Dobskim i Darginie w wielu punktach dna (np. koło wyspy Kurka na jeziorze Dobskim czy w pobliżu Królewskiego Rogu w jeziorze Kisajno), nawet na głębokościach rzędu 12—14 m brak jest pokrywy osadów organogenicznych. Bezpośrednio na powierzchni dna występują tu piaski, glina zwałowa lub tłuste, niezwykle drobne, szaroniebieskawe ły.

Z drugiej strony w jeziorze Dargin często nawet na tak zwanych przez rybaków „górkach”, to jest pagórkowatych płyciznach o głębokości 3—6 m występują osady o charakterze niemal czystej kredy jeziornej i miąższości do 1 m. Interesujący jest tu fakt, że pozostałe „górkę”, mimo podobnych głębokości i pokrycia identycznymi łakami podwodnymi (*Characeae*, *Myriophyllum* sp. i inne), są całkowicie pozbawione osadów organogenicznych.

Wydaje się więc, że wyjaśnienie tego skomplikowanego obrazu występowania i zróżnicowania miąższości osadów, stwierdzonego w Jeziorze Mikołajskim i pozostałych wymienionych jeziorach, możliwe jest jedynie na drodze szczegółowej analizy warunków sedymentacji, a zwłaszcza

czynników powodujących poziome przemieszczanie wszelkich materiałów osadotwórczych i to zarówno już w trakcie ich opadania, jak i po osiągnięciu dna, gdy tworzą one ową charakteryzowaną uprzednio masę detrytusową (pelogen).

Jak już wspomniano, jednym z tych czynników jest siła grawitacji, której mechanizm działania jest prosty, bowiem w warunkach braku zakłóceń powoduje wyłącznie spływanie (spełzanie) owej labilnej masy po pochyłościach dna już przy spadkach rzędu 2° i mniej lub bardziej intensywnego wypełniania wszelkich jego zagłębień.

Drugim natomiast takim czynnikiem są wywołane różnymi przyczynami prądy i ruchy mas wody, których intensywność i kierunki tworzą w każdym jeziorze zmienny w czasie, niepowtarzalny układ przestrzenny, zależny od kształtu i wielkości misy jeziornej, reliefu dna, głębokości, stopnia zaślonięcia czy wysokości brzegów, intensywności i kierunków panujących wiatrów itp. W rezultacie sedymentacja w każdym punkcie dna i określonym momencie, względnie krótszym lub dłuższym okresie czasu może przebiegać w warunkach następujących:

1. Żaden z wymienionych czynników (siła grawitacji, ruchy wody) nie zakłóca procesu sedymentacji — jej intensywność zależy tylko od ilości szczątków organicznych i wszelkiego pozostałego materiału opadającego selektywnie (zgodnie z pomiarami Stokesa) ze stagnującej wody na względnie płaskie dno. Sytuacje takie są raczej rzadkie i najczęściej występować mogą w jeziorach zamkniętych, gdy zimą skute są one pokrywą lodową.

2. Sedymentację zakłócają jedynie ruchy mas wody, których działanie od omówionego już wpływu grawitacji różni się tym, iż mogą one powodować wynoszenie materiału również i z płaskich części dna, a nawet z zagłębień, wbrew sile grawitacji.

3. Sedymentacja przebiega w warunkach oddziaływania pewnej wypadkowej obu tych czynników, przy czym możliwe są tu następujące sytuacje skrajne:

a) gdy obydwa te czynniki w danym punkcie dna nakładają się w sensie dodatnim — zachodzi najbardziej intensywna sedymentacja;

b) jeśli obydwa czynniki w danym punkcie dna nakładają się w sensie ujemnym — zupełny brak sedymentacji, niekiedy nawet erozja;

c) gdy obydwa czynniki w danym punkcie dna znoszą się wzajemnie — sedymentacja przebiega podobnie, jak opisano w punkcie pierwszym, z tą różnicą, że może mieć miejsce pewna selekcja materiału według wielkości i ciężaru właściwego cząstek;

d) mnóstwo sytuacji pośrednich, w których sedymentacja przebiega bądź wolniej, bądź intensywniej, niż opisano w punkcie pierwszym.

Jest oczywiste, że zarówno względne jak i bezwzględne wartości tych wypadkowych są zmiennie, a więc intensywność sedymentacji w każdym punkcie dna zmienia się zarówno w cyklu rocznym, jak

i w różnych krótszych lub dłuższych okresach czasu [32, 43, 110, 121] co powoduje, że stosunki miąższości osadów z różnych punktów jeziora dla poszczególnych okresów czasu mogą być różne.

To znaczy, że np. dla dwu punktów A i B stosunek ten nie zawsze będzie wynosił powiedzmy 1 : 2, ale dla okresu czasu T będzie on równy 1 : 3, dla T₁ przeciwnie 3 : 2 itd. Na fakt ten — wielkiej (i przebiegającej w sposób niepowtarzalny w każdym poszczególnym zbiorniku) zmienności tempa akumulacji osadów w przestrzeni i czasie — pragniemy tu zwrócić szczególną uwagę, zwłaszcza palynologów i tych wszystkich, których interesuje intensywność akumulacji osadów dennych w poszczególnych okresach czasu.

Nieuwzględnianie bowiem tego faktu prowadzić może często do zupełnie fałszywych wniosków. Dzieje się tak najczęściej, gdy na podstawie jednego tylko lub kilku rdzeni (fakt dość częsty w literaturze), pobranych z przypadkowych punktów dna, bez uprzedniej analizy warunków sedymentacji w danej części zbiornika (jak to postulujemy w poprzednim rozdziale), np. w strefie przybrzeżnej, na skłonie misy względnie na płyciźnie, usiłuje się określić tempo przyrostu osadów lub mówić o braku ich akumulacji w pewnych okresach czasu. Z obserwacji wynika bowiem, że gdyby o miąższości i tempie akumulacji osadów w Jeziorze Mikołajskim czy innym sądzić na podstawie jednego tylko rdzenia, wydobytego np. w jakimś jednym z dwu punktów A lub B, odległych od siebie niekiedy zaledwie o 50—100 m, to w każdym przypadku uzyskane wyniki mogłyby być diametralnie różne (ryc. 2).

Widzimy więc, że ilość, a zwłaszcza wybór właściwych punktów, z których chcemy pobierać rdzenie osadów dennych, jest rzeczą o podstawowym znaczeniu i wymaga bardzo poważnego potraktowania. Kryteria tego wyboru muszą być różne w zależności od charakteru badanego zbiornika (przy czym najważniejszą jest jego wielkość i stopień szczegółowości, w jakim możemy prowadzić badania) oraz od tego, jakie problemy zamierzamy wyjaśnić na podstawie analizy uzyskanego materiału.

I tak np. dla oceny zmian poziomu wody w jeziorach należy pobierać rdzenie z płytkich, zasłoniętych zatok o płaskim dnie lub nawet z przybrzeżnych albo niezbyt oddalonych i nie oddzielonych wysokim brzegiem torfowisk (o ile takowe istnieją), ponieważ tam zmiany poziomu wody zaznaczone są często zmianą facji gytia — torf — gytia itp., podczas gdy w głębokich częściach jezior nawet wielometrowe wahania poziomu wody mogły się w ogóle w sposób dostrzegalny nie zaznaczyć zmianą charakteru osadów dennych.

Jeśli natomiast chcemy stwierdzić, jaka jest maksymalna miąższość osadów, i uzyskać rdzenie, co do których istnieje największy stopień prawdopodobieństwa, że reprezentują pełny nieprzerwany cykl akumulacji — musimy je wydobywać z najgłębszych punktów danego zbior-

nika. Gdy zaś chcemy uzyskać rdzenie, reprezentujące średnie (dla danego zbiornika) wartości miąższości i tempa akumulacji osadów — musimy je pobierać z centralnych części możliwie rozległych, płaskich obszarów dna, leżących poniżej średniej głębokości danego zbiornika, gdzie uzyskanie takich właśnie wartości jest najbardziej prawdopodobne, ale bynajmniej nie absolutnie pewne.

Należy tu również podkreślić, że czasy, gdy procesy sedymentacji i akumulacji osadów przebiegały w sposób naturalny, zależny tylko od specyfiki warunków środowiska geograficznego, skończyły się dla wielu jezior bezpowrotnie, a przynajmniej na tak długo, jak długo będzie istniał człowiek, którego działalność zarówno na otaczających jeziora terenach, jak i w nich samych, powoduje wszechstronne i daleko idące zmiany tych warunków.

Już bowiem postępujące wylesienie i rozwój rolnictwa spowodowały wzmoczenie degradacji i erozji gleb, a także procesów eolicznych, a tym samym wzrost udziału allochtonicznego materiału klastycznego i związków humusowych w osadach, oraz wzmoczenie procesów biologicznych i chemicznych wskutek wzbogacenia wód w sole mineralne. Jeśli do tego dodamy postępujące ostatnio w zatrważającym tempie zanieczyszczanie jezior ściekami miejskimi i przemysłowymi, to w konsekwencji w zależności od charakteru tych zanieczyszczeń w niektórych przypadkach będziemy mieli gwałtowny wzrost eutrofizacji zbiorników, i związane z tym wzmoczenie akumulacji osadów, w innym natomiast zahamowanie rozwoju lub nawet zniszczenie wszelkiego życia i spadek tempa przyrostu osadów. W obydwu zaś przykładach nastąpi niewątpliwie zmiana ich charakteru.

Z drugiej zaś strony rozwój rybactwa, a zwłaszcza wprowadzenie przed kilkuset laty sieci dennych typu „włoków”, powoduje całkowite przemieszanie górnych płynnych warstw osadów (pelogenu) oraz wywoływanie intensywnych ruchów wody, które unoszą a następnie transportują wielkie ilości materiału. Podobne zjawiska w jeziorach płytkich powodują dziś statki i łodzie motorowe.

W konsekwencji, w większości jezior nie może być obecnie (a w wielu już od stuleci) mowy o naturalnej stratyfikacji i przejawach sezonowego czy okresowego uwarstwienia osadów, o czym należy pamiętać zarówno przy badaniach palynologicznych, jak i wszelkich innych.

UDZIAŁ ALLOCHTONICZNYCH MATERIAŁÓW MINERALNYCH W OSADACH, ICH STRATYFIKACJA ORAZ WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE

Jak wiadomo, charakter stratyfikacji osadów jest ostatecznym wyrazem wielkości i intensywności (stopnia natężenia) wszelkich zmian warunków fizyczno-geograficznych (w szerokim znaczeniu tego słowa)

oraz związanych z tym przejawów życia w danym zbiorniku i jego zlewni.

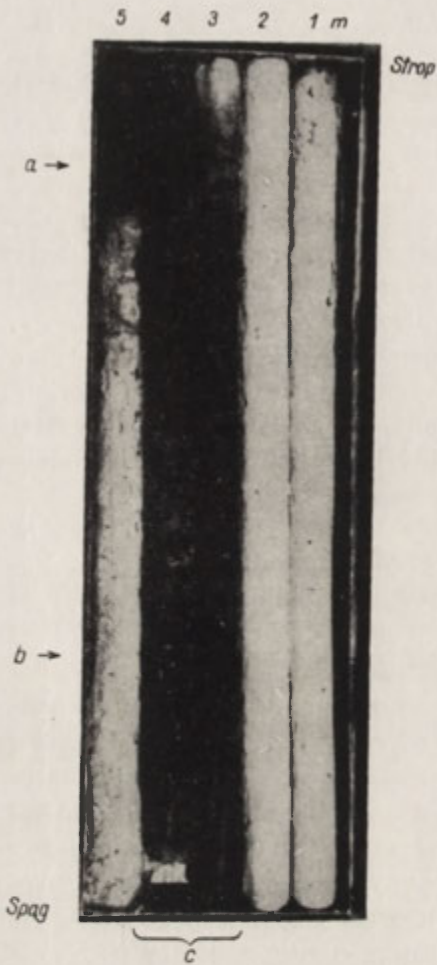
Charakter stratyfikacji może być również między innymi wskaźnikiem stopnia stabilności zbiornika, to jest stopnia jego względnej niewrażliwości na zmiany, które zachodzą w otaczającym go środowisku geograficznym. Zależy to głównie od wielkości i głębokości zbiornika, to jest od masy wody w nim nagromadzonej oraz od charakteru jego powiązań z otaczającym środowiskiem geograficznym. Otóż im większy i głębszy jest zbiornik, tym słabiej wyrażona jest stratyfikacja jego osadów, a wszelkie zmiany ich charakteru zachodzą w sposób stopniowy, płynny. Są one przy tym najczęściej niewielkie, to jest dotyczą tylko zmian niektórych ich właściwości i zazwyczaj nie prowadzą do powstawania nowych typów osadów. I odwrotnie, im mniejszy i płytszy jest zbiornik, tym mniejsza jest jego stabilność i tym silniej wyrażona stratyfikacja osadów oraz ich charakter, do zmiany facji włącznie.

Podstawą stratyfikacji mogą być różne cechy i właściwości osadów, fizyczne, chemiczne i biologiczne, najczęściej pokrywają się one w mniejszym lub większym stopniu z tymi, które uwzględnia się przy wyróżnianiu typów osadów.

Jeśli za podstawę wyróżnienia poszczególnych poziomów przyjmujemy pewne zewnętrzne cechy osadów, jak barwa, konsystencja itp., to wyróżnione poziomy po prostu widzimy. Gdy natomiast za podstawę stratyfikacji przyjmujemy właściwości chemiczne lub wyniki mikroskopowych analiz biologicznych, mamy często do czynienia ze stratyfikacją lub biostratyfikacją ukrytą, gdyż zewnętrznie osady mogą być zupełnie jednorodne i nie wykazywać żadnych oznak stratyfikacji. Należy tu również podkreślić, że osady pochodzące z tego samego przekroju mogą często wykazywać różną liczbę i niezgodność poziomów w zależności od przyjętego kryterium stratyfikacji.

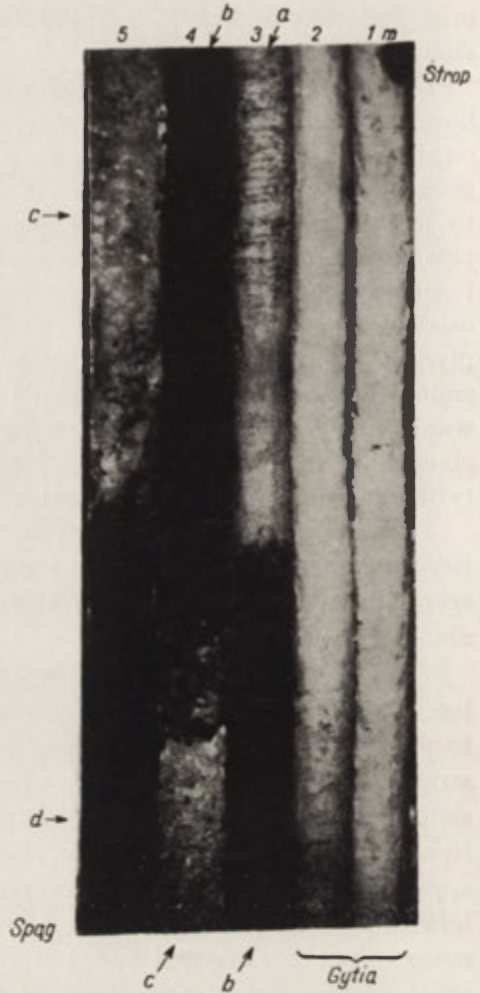
W świetle powyższych założeń, według przeprowadzonych obserwacji i wykonanych analiz, osady denne Jeziora Mikołajskiego, podobnie jak i pozostałych badanych jezior, cechuje, w większości przypadków, bardzo prosty typ stratyfikacji. Jak to wynika z załączonych zdjęć (fot. 3—7) oraz opisów poszczególnych rdzeni (dokumentacja), w środkowych częściach dna pod cieńszą lub grubszą warstwą brunatnoczarnego półpłynnego pelogenu — będącego jak gdyby „półproduktem”, który stopniowo dopiero przekształca się w osady, zalega warstwa osadów organogenicznych, najczęściej niemal jednorodnych, typu gytii węglanowej — miąższa do dziesięciu i więcej metrów.

Wprawdzie zawartość poszczególnych składników tej gytii ulega częstym, i niejednokrotnie dość znacznym zmianom, ale ponieważ zawartość węglanu wapnia nie spada na ogół poniżej 50% (mimo iż waha się w szerokich granicach) — przeto składnik ten nadaje całej wymie-



Fot. 3. Rdzeń nr 2/2 wydobyty z głębokości 13 m w odległości 100 m od brzegu E

a — warstwa torfu — widoczne muszelki;
 b — podłoże mineralne — gruby żwir z głazikami, zailony; c — trzeci i czwarty metr — gytia z hydrotroilitem, barwa czarna

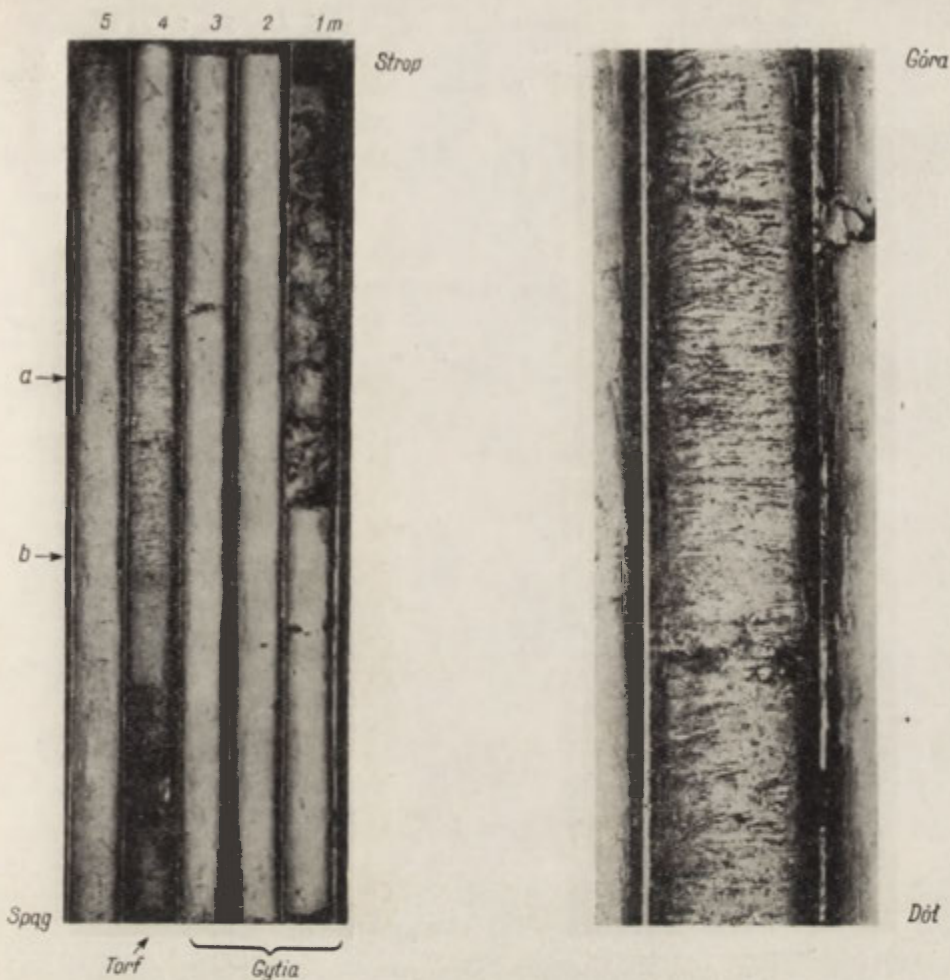


Fot. 4. Rdzeń nr 6/1 wydobyty z głębokości 200 m od brzegu E. Widać: u góry 3 m poziom z warstewkami, w dolnej połowie zaczyna się I — ponad 1,1 m — warstwa torfu, następnie zalega 80 cm warstwa grubego żwiru z dużymi głazikami a pod nią II — 40 cm — warstwa torfu

a — poziom z warstewkami; b — I warstwa torfu; c — warstwa mineralna, gruby żwir, widoczne duże głaziki; d — II warstwa torfu

nionej warstwie owe charakterystyczne dla gytii węglanowej cechy, jak szara w różnych odcieniach barwa, miękka lub słabo zwięzła konsystencja itp.

W Jeziorze Mikołajskim oraz w niektórych innych jeziorach na znacznych obszarach dna, bezpośrednio pod ową gytia węglanową, za-

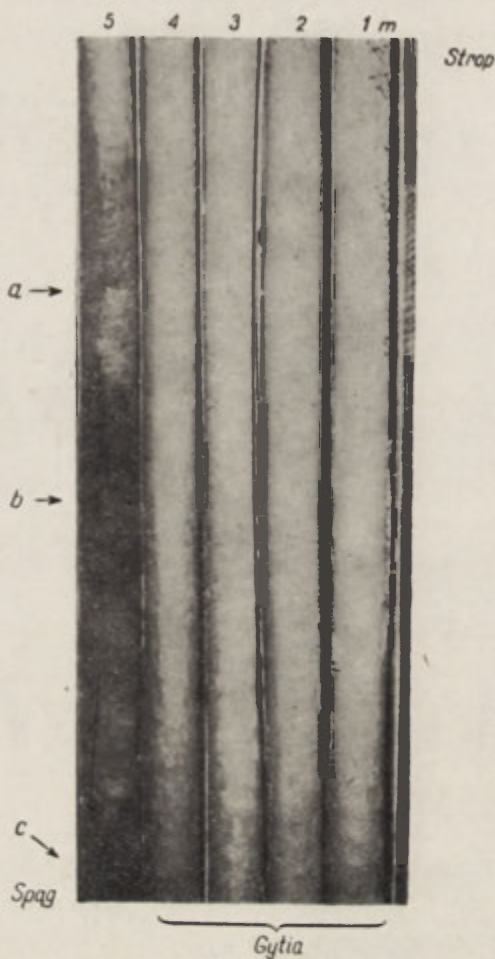


Fot. 5. Rdzeń nr 8 wydobyty z głębokości 11 m w odległości 100 m od brzegu W + wycinek poziomy z warstewkami w powiększeniu
 a — środkowa część 4 m wyraźnie warstwowana; b — 5 m to podłoże mineralne, początkowo piasek, następnie żwir z gładzikami

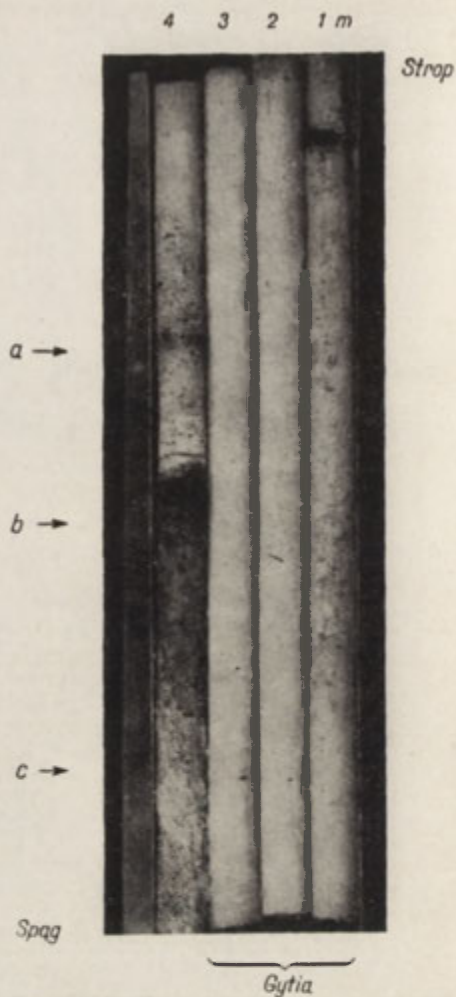
lega ciemna, brunatna warstwa torfu (fot. 3—7) lub mieszaniny kawałków drewna z grubym detrytusem i piaskiem. Zaś w pozostałych miejscach gytia ta zalega bezpośrednio na podłożu mineralnym, zbudowanym z różnych utworów polodowcowych.

Natomiast na skłonach mis jeziornych stratyfikacja osadów jest bardziej urozmaicona, gdyż nierzadko spotyka się tu wkładki osadów silnie spiaszczonych lub zailonych, co jednak najczęściej wiąże się z epizodycznymi przypadkami nasilenia niszczenia brzegów zbiornika lub procesów erozji, w bezpośrednim jego sąsiedztwie.

Ogólnie biorąc organogeniczne osady denne Jeziora Mikołajskiego i pozostałych badanych jezior wykazują duże podobieństwo zarówno



Fot. 6. Rdzeń nr 11 wydobyty z głębokości 17 m w środkowej części jeziora, widoczne dwie warstwy torfu
 a — poziom z muszulkami; b — I warstwa torfu; c — II warstwa torfu



Fot. 7. Rdzeń z J. Beldany, wydobyty z głębokości 12,5 m w środkowej części jeziora 300 m na W od przeprawy (promu) w Wierzbie
 a — poziom spiaszczony z muszulkami; b — warstewka torfu; c — podłoże mineralne — gruby żwir, głaziki

cech zewnętrznych, barwy, konsystencji, uwodnienia i ciężaru objętościowego, jak i składu tworzących je elementów.

Stwierdzenie powyższe dotyczy głównie osadów środkowych, głębokich części jezior (to jest głównej ich masy), gdyż osady strefy przybrzeżnej i skłonów mis jeziornych wykazują zbyt silne wpływy czynników lokalnych, są zbyt zróżnicowane i nie nadają się do porównań. Wobec tego wszystkie charakterystyki właściwości osadów, fizyczne, chemiczne i inne będą się odnosiły do osadów typowych dla danych

zbiorników, to jest możliwie najmniej zmienionych przez przypadkowe czynniki lokalne.

Zawartość allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach środkowych głębokich części mis jeziornych jest z reguły niewielka (wagowo rzędu 0,1—2%). Poza cząstkami spławialnymi wnoszonymi przez wody ze zlewni, są to pył i drobny piasek, częściowo wnoszone do zbiorników drogą powietrzną, oraz tenże pył, drobny i średni piasek, a niekiedy nawet ziarna żwiru i małe gładziki, pędzone przez wiatr łącznie ze śniegiem po powierzchni zmarzniętej ziemi, a następnie po lodzie w okresie zimy. Pewna ilość wymienionych materiałów i większych gładzów trafia w osady po wytopieniu się z bloków lodu, odrywanego wiosną od brzegów i unoszonego w głąb jezior.

Natomiast w rdzeniach wydobytych ze skłonów mis jeziornych w pobliżu brzegów i ujść rzek występuje nie tylko większa domieszka materiałów ilastych, mułków piaszczystych czy różnoziarnistych piasków, ale niekiedy nawet przekładki tych materiałów o miąższości dochodzącej do kilku centymetrów. Należy podkreślić, że przekładki te występują czasem i w rdzeniach wydobytych z głębokości 15—20 m i w odległości do 150 m od brzegu. Wydaje się, iż świadczy to przede wszystkim o nasileniu procesów brzegowych i zboczowych („soliflukcja podwodna”) w pewnych okresach czasu lub o wnoszeniu masy materiałów klastycznych przez epizodyczne silne strumienie wody, wpadające podczas ulewnych deszczów bezpośrednio z brzegu do jeziora. W niektórych przypadkach świadczyć to może również o znacznym obniżeniu poziomu wody w jeziorach i tym samym o przesunięciu strefy silnego niszczenia brzegów ku środkowi zbiorników.

Zebrane materiały i poczynione obserwacje pozwoliły na stwierdzenie pewnych prawidłowości dotyczących charakteru i ilości allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach organogenicznych. Z reguły ilość i granulacja tego materiału maleje w kierunku od brzegu ku środkowi zbiorników, a w przypadku istnienia dopływów również w kierunku od ich ujścia w głąb jeziora. W przekroju pionowym natomiast zawartość tych materiałów jest największa w spągowej części złoża osadów, tuż nad warstwą torfową lub podłożem mineralnym. Potem stopniowo maleje i utrzymuje się na niemal jednakowym poziomie aż do górnych części złoża, odpowiadających w przybliżeniu ostatniemu tysiącleciu, gdzie obserwuje się ponowny wzrost zawartości materiału klastycznego. Wydaje się, iż wiąże się to z postępującym wylesieniem i rozwojem rolnictwa, które sprzyja nasileniu i rozwojowi zarówno procesów eolicznych, jak rozmywaniu i erozji gleb.

Przechodząc do charakterystyki zewnętrznych i fizycznych właściwości osadów rozpoczniemy ją od barwy, która jest istotnym wskaźnikiem składu i stanu osadów. Może ona bowiem wskazywać na obecność lub brak w nich pewnych związków organicznych lub nieorganicznych

oraz tlenu, w przydennych warstwach wody. I tak np. barwa zielonkawoszara wskazuje na obecność chlorofilu, brunatna czerniejąca na powietrzu — na obecność substancji humusowych, sinoniebieskawa i czarna, przechodząca na powietrzu w rdzawą — na obecność niezredukowanych związków żelaza, szara właściwa jest osadom o wysokiej zawartości węglanu wapnia lub osadom ilastym.

W przypadku Jeziora Mikołajskiego i pozostałych barwa osadów w górnej warstwie półpłynnego detrytusowego pelogenu jest najczęściej brunatnoczarna lub ciemna, brunatnooliwkowa. Następnie zmienia się ona, stopniowo w dół złoża, zazwyczaj w sposób bardzo płynny i przechodzi w ciemno-oliwkowo-szarą, oliwkowoszarą, jasno-oliwkowo-szarą lub bardzo jasnoszarą, po wysuszeniu brudnobiałą.

Jednak zazwyczaj na ostatnim, dolnym odcinku gytia ta znowu stopniowo ciemnieje i po kilku lub kilkunastu centymetrach często z wkładkami muszelek, a niekiedy i piasku, przechodzi w cieńszą lub grubszą brunatnobrązową lub czarną warstwę torfu, leżącą bezpośrednio na mineralnych utworach polodowcowych (fot. 3—7). W strefach wyklinowywania się warstwy torfu jest to po prostu kilkucentymetrowa warstwa mieszaniny grubego detrytus, kawałków kory, drewna, muszelek i piasku. Zagadnieniom związanym z występowaniem torfów w spągu pokładów gytii poświęcimy poniżej osobny podrozdział, obecnie natomiast wrócimy do charakterystyki osadów organogenicznych.

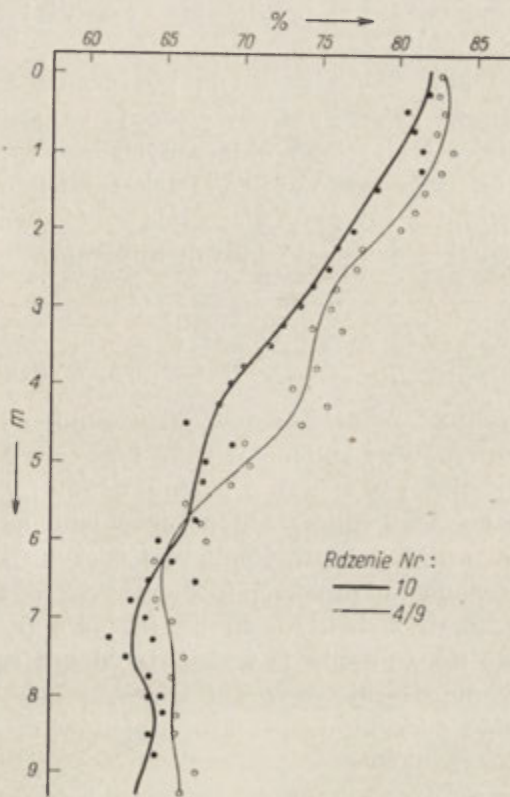
Konsystencja osadów, podobnie jak barwa, zmienia się również stopniowo w dół złoża, przechodząc od półpłynnej detrytusowej masy w miękką, a następnie zwięzłą, niekiedy bardzo zwięzłą, słabo plastyczny o niskiej na ogół lepkości, sprężysty utwór. Często jest on amorficzny, żelowaty lub o bardzo drobnej strukturze gruzelkowej (gruzelki tworzy węglan wapnia, inkrustując cząsteczki ilaste lub organiczne), niekiedy w przypadku domieszki znacznych ilości nierozłożonego błonnika przejawia się struktura „fibroblastyczna” — „wojłokowa”.

Bardzo charakterystyczną i w pewnym stopniu wpływającą na strukturę osadów — powodując ich porowatość — jest znaczna zawartość sprężonych gazów. Gazy te — głównie CH_4 , CO_2 i H_2 , w osadach na dnie jezior pozostają pod ciśnieniem, które dochodzi w naszych przypadkach do pięciu atmosfer — zaś po wydobyciu rdzeni na powierzchnię, rozprężając się powodują znaczne ich wydłużenie (niekiedy do 10 cm na 1 m) i powstawanie mnóstwa srebrzystych pęcherzyków na ściankach gilz z plexi, w których wydobywamy rdzenie.

Stopień uwodnienia osadów jest wysoki i zmienia się w sposób bardzo prawidłowy od stropu do spągu. W górnej płynnej masie pelogenu zawartość wody przewyższa 95%, w powierzchniowych warstwach gytii już uformowanej (właściwej) wynosi ona około 85% i spada do około 60% w pobliżu spągu. Na ryc. 4 przedstawiono najbardziej typowy prze-

bieg zmian zawartości wody w osadach, na przykładzie rdzeni nr 10 i 4/9 pochodzących z dwu głęboczków w Jeziorze Mikołajskim (ryc. 1, 2). Wykresy te nie obejmują ponad półmetrowej półpłynnej warstwy pelogenu.

Ten wysoki stopień uwodnienia powoduje, że po wysuszeniu objętość próbek pochodzących z górnych poziomów zmniejsza się kilkakrotnie, a z dolnych o 1/3 lub nawet więcej. Równocześnie tracą one do 95% wagi i przybierają jasną, często brudnobiałą barwę.



Ryc. 4. J. Mikołajskie: Wykres uwodnienia osadów dennych

Bardziej złożony jest obraz zmian ciężaru objętościowego i nie daje się przedstawić w formie wykresu. Przede wszystkim jest on bowiem zależny od zawartości w osadach materiałów mineralnych — piasków, mułków i części ilastych. W miarę wzrostu domieszki tych materiałów ciężar osadów wzrasta bowiem również i w spiaszczonych partiach spągowych jest już bliski ciężarowi kwarcu, to jest około $2,6 \text{ g/cm}^3$. Z drugiej zaś strony jest on zależny od stopnia uwodnienia osadów. W Jeziorze Mikołajskim ciężar objętościowy osadów w stanie naturalnym waha się od $1,1$ do $2,5 \text{ g/cm}^3$, a po wysuszeniu od $0,9$ do $2,4 \text{ g/cm}^3$.

Jak wykazuje analiza mikroskopowa, osady Jeziora Mikołajskiego złożone są z trzech głównych składników:

- 1) szczątków organicznych, roślinnych i zwierzęcych,
- 2) materiałów mineralnych, głównie kwarcu i skaleni,
- 3) nieorganicznych materiałów biogenicznych, głównie skorupki okrzemek i wytrąconego w wyniku procesu fotosyntezy CaCO_3 .

Węglan wapnia występuje głównie w postaci białozółtawych, drobnych, kulistych cząstek o średnicy 5—10 μ , bardzo często cząsteczki te tworzą agregaty inkrustujące ziarna kwarcu. Przy niewielkich powiększeniach, ciasno do siebie przylegające cząstki i agregaty kalcytu wyglądają na białą, mętnawą, amorficzną masę.

Główną masę (około 95%), pozostałą po rozpuszczeniu w HCl węglanu wapnia, stanowi kwarc, który występuje w postaci bezbarwnych lub matowych, najczęściej słabo obtoczonych ziarn piasku, drobnego i pylastego oraz ostrokrawędziowych cząstek spławialnych. Te ostatnie niekiedy tworzą również agregaty. Pozostałą część owej masy stanowią skalenie oraz niewielkie domieszki innych minerałów.

SKŁAD CHEMICZNY OSADÓW — Dyskusja wyników analiz

Kwasowość czynną — pH osadów oznaczano na potencjometrze z elektrodą chinhydronową i kolomelową. W tym celu 5 g gytii w stanie naturalnym, umieszczonej w zlewce o pojemności 50 ml, zalewano 25 ml wody destylowanej i po wymieszaniu pozostawiano na 24 godziny. Po upływie tego czasu oznaczano pH. Pomiarów odczynu osadów z Jeziora Mikołajskiego dokonano na próbkach pobieranych co 25 cm od stropu do spągu, pochodzących z dwu rdzeni nr 10 i 4/9 (ryc. 1) o długości 9 m każdy. Okazało się, że osady te wykazują odczyn zasadowy, którego wartość waha się nieznacznie w granicach 7,3—7,9. Jednakże żadnej prawidłowości zmian odczynu w przekroju pionowym nie stwierdzono, są one zupełnie przypadkowe.

W podobny sposób, co 25 cm w przekroju pionowym, dokonano również oznaczeń odczynu pH w jeziorach Beldany i Tałty, gdzie wartości i wahania są podobne od 7,3—7,6 i 7,3—7,5 oraz w jeziorze Sniardwy, gdzie zasadowość jest nieco wyższa i waha się od 7,8 do 8,1¹.

Popielność osadów, a tym samym ubytek po prażeniu, utożsamiany w przybliżeniu z zawartością substancji organicznych, określano metodą wyprażania próbek w elektrycznym piecu muflowym. Wysuszone w suszarce elektrycznej (w temp. 105 °C), do stałej wagi 5 g próbki gytii wypalano wstępnie nad płomieniem palnika gazowego, a następnie w ciągu 5 godzin wyprażano w piecu w temperaturze 550 °C.

¹ Oznaczenia pH zostały wykonane w laboratorium Katedry Gleboznawstwa SGGW przez dr. Z. Matyjasika.

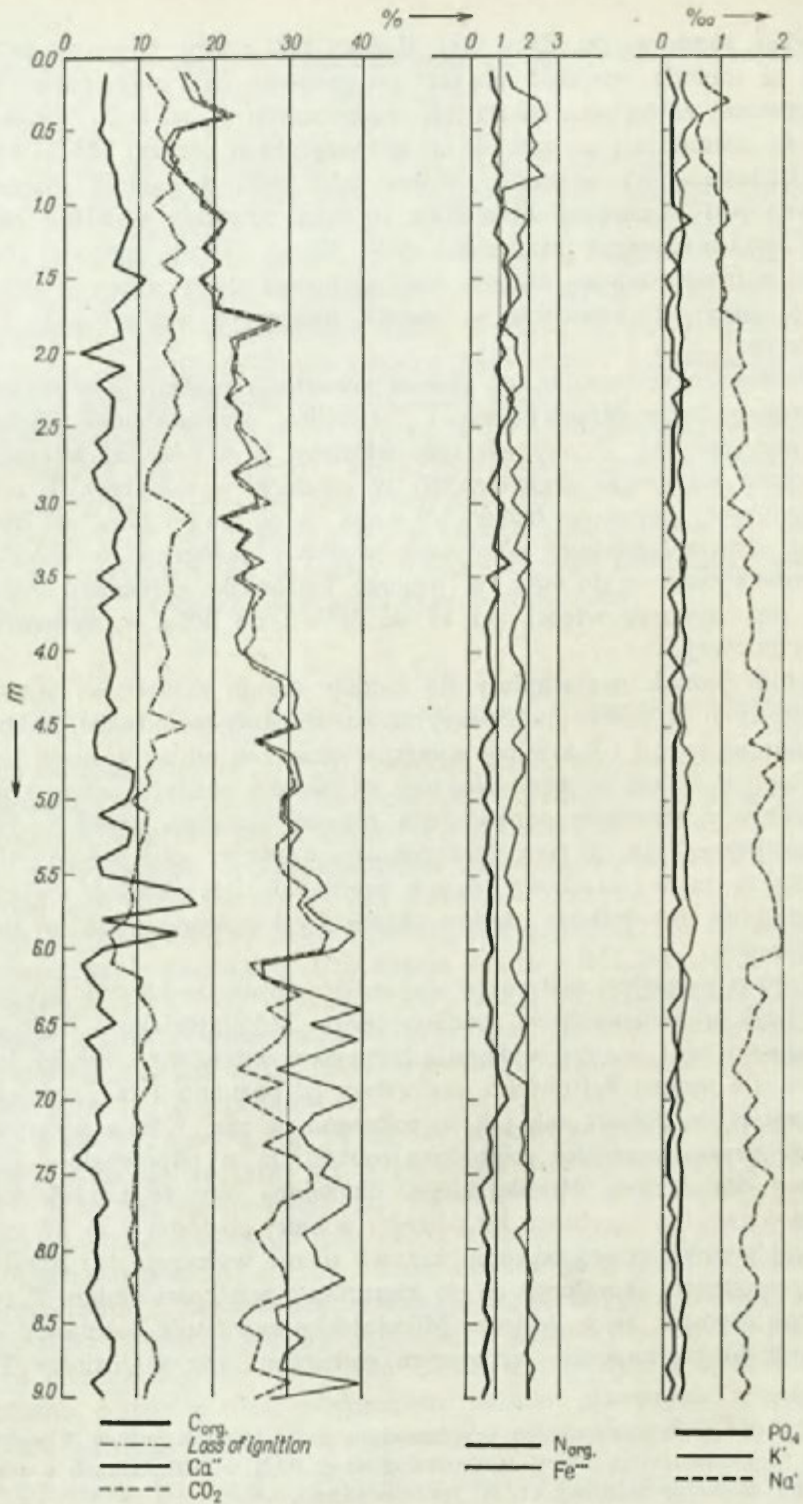
Wielu autorów, np. Frey [24], Hansen [42] i inni, twierdzi, że uzyskana tą metodą wielkość ubytku po prażeniu jest najbardziej bliska rzeczywistej zawartości substancji organicznych w osadach. Wymienieni autorzy uzasadniają to tym, że w temperaturach poniżej 825 °C rozkład CaCO_3 jeszcze nie zachodzi. Wobec tego jeśli zawartość materiałów ilastych jest w osadach niewielka, to błąd powstały wskutek oddania wody zaadsorbowanej jest bardzo mały. Zazwyczaj nie zachodzi również potrzeba uwzględniania MgCO_3 rozkładającego się w niższych temperaturach, gdyż jego zawartość w osadach jeziornych jest z reguły bardzo niewielka.

Wartości określonej w ten sposób zawartości substancji organicznych w osadach Jeziora Mikołajskiego i Tałtowisko przedstawione zostały na wykresie (ryc. 7)¹. Z wykresu tego widzimy, że w Jeziorze Mikołajskim zawartość substancji organicznych w osadach wydobytych z miejsca o największej głębokości (rdzeń 5/5 waha się od 5,8 do 17%, nie uwzględniając powierzchniowej półpłynnej warstwy pelogenu, w której jest znacznie wyższa — do 40%. W jeziorze Tałtowisko substancji organicznych jest znacznie więcej, od 17 do 30% i do 40% w warstwie powierzchniowej.

Zanim jednak przystąpimy do analizy zmian zawartości substancji organicznych w przekroju historycznym, musimy podkreślić, że przedstawione na ryc. 5 i 6 krzywe wyników oznaczeń nie są w pełni porównywalne, ponieważ te same poziomy w osadach różnych jezior i w poszczególnych rdzeniach odpowiadają różnym okresom czasu — nie są synchroniczne, jak o tym szczegółowo pisaliśmy poprzednio. Uwaga ta dotyczy także wszelkich innych porównań, dotyczących zmian poszczególnych składników osadów, które dyskutowane będą w dalszej części pracy.

Mimo powyższych zastrzeżeń stwierdzić można, że krzywe zawartości substancji organicznych w osadach jezior Mikołajskiego i Tałtowisko na pierwszy rzut oka nie wykazują żadnego podobieństwa. Gdyby jednak krzywą dla jeziora Tałtowisko, począwszy od poziomu 3 m, „rozciągnąć” i przesunąć ku dołowi, tak jak to pokazano na ryc. 7 linią przerywaną, to jest przypuszczalnie „zsynchronizować” ją z odpowiednią częścią krzywej dla Jeziora Mikołajskiego, okazałoby się, że istnieje pewne podobieństwo ich przebiegu na odcinku poniżej poziomu 3 m. Natomiast powyżej wymienionego poziomu krzywe te nie wykazują już absolutnie żadnej zgodności (korelacji) co do kierunku i wielkości zmian. Z ryc. 7 widzimy również, że w Jeziorze Mikołajskim zawartość substancji organicznych uległa znacznie mniejszym wahaniom, niż w jeziorze Tałto-

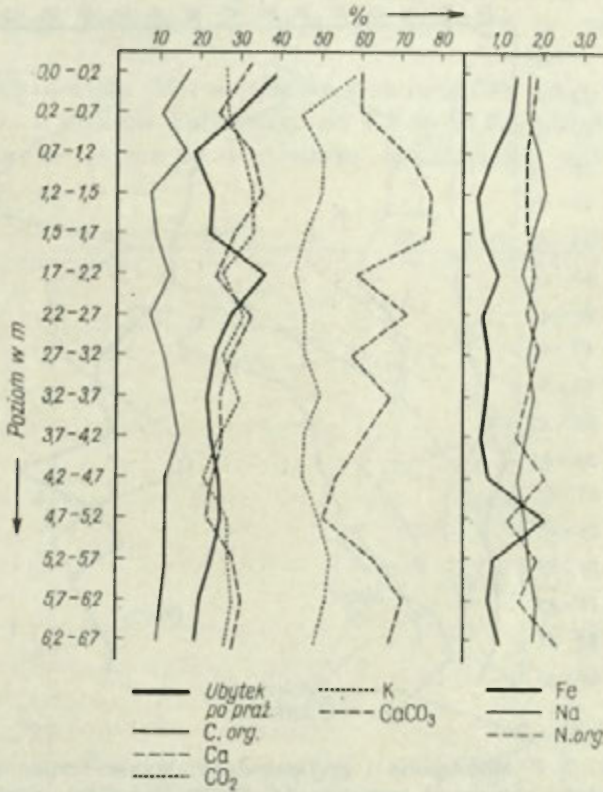
¹ Wyniki analiz chemicznych przedstawione na wykresach nr 6, 7, 8 wykonane zostały w Laboratorium Stacji Hydrobiologicznej PAN w Mikołajkach i udostępnione mi dzięki uprzejmości dr. A. Szczepańskiego.



Ryc. 5. J. Mikołajskie: rdzeń nr 5/6 z głębokości 26,5 m. Skład chemiczny osadów dennych (ubytek po prażeniu — loss of ignition).

wisko, gdzie są one znacznie większe i świadczą o znacznie mniejszej stabilności reżymu tego zbiornika, a zwłaszcza jego trofizmu.

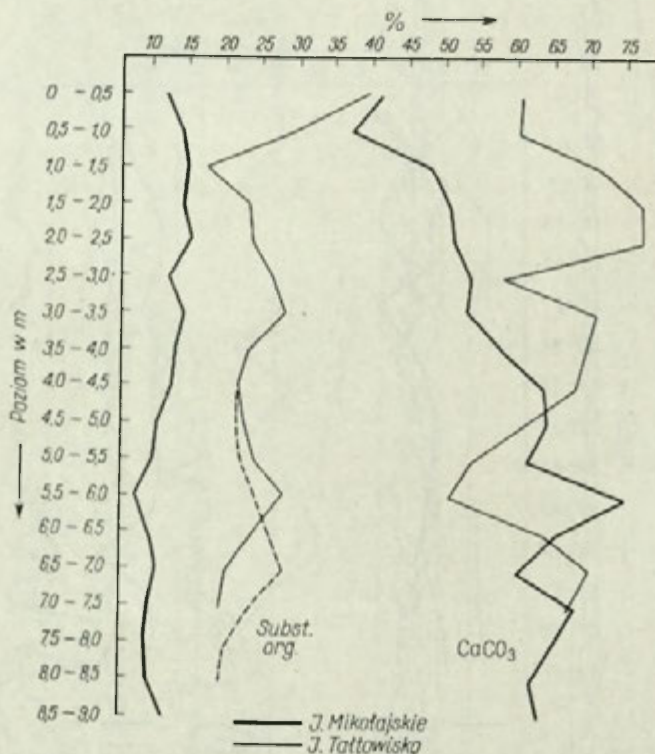
Mimo że w Jeziorze Mikołajskim dostrzec można słabą tendencję wzrostu zawartości substancji organicznych od spągu ku stropowi osadów, to w obu przypadkach, a zwłaszcza w jeziorze Tałowisko trudno jest mówić o jakiejś stałej tendencji zmian, która wskazywałaby na kierunek ewolucji tych zbiorników.



Ryc. 6. J. Tałowisko: (rdzeń z głęb. 36,5 m). Skład chemiczny osadów dennych w % absolutnie suchej masy

Wielu autorów, a wśród nich H. Potenie [105], Waksman [162], Stangenberga [131], Hansen [42] i inni, dużo uwagi poświęcają proporcji, w jakiej w osadach występują azot i węgiel organiczny, czyli tak zwanemu stosunkowi C/N. Hansen [42] stosunkowi temu nadaje nawet rolę wskaźnika określającego typ osadów twierdząc, że stosunek $C/N = 10$ stanowi granicę między osadami typu gytii i dy. Otóż, według tego autora, jeśli $C/N > 10$ i $pH < 7$, mamy do czynienia z osadami typu dy, i odwrotnie, jeśli $C/N < 10$ i $pH > 7$, osady są gytią. Stangen-

berg [131] natomiast zwraca jedynie uwagę, że wielkość C/N zależy głównie od zawartości węgla i azotu w roślinach wodnych — zwłaszcza naczyniowych. Według niego rozkład związków organicznych przez utlenianie prawdopodobnie powoduje głównie ubytek węgla, a tym samym zmianę proporcji na korzyść azotu, wobec tego w osadach jest on znacznie niższy niż w roślinach, których szczątki są ich składnikiem.



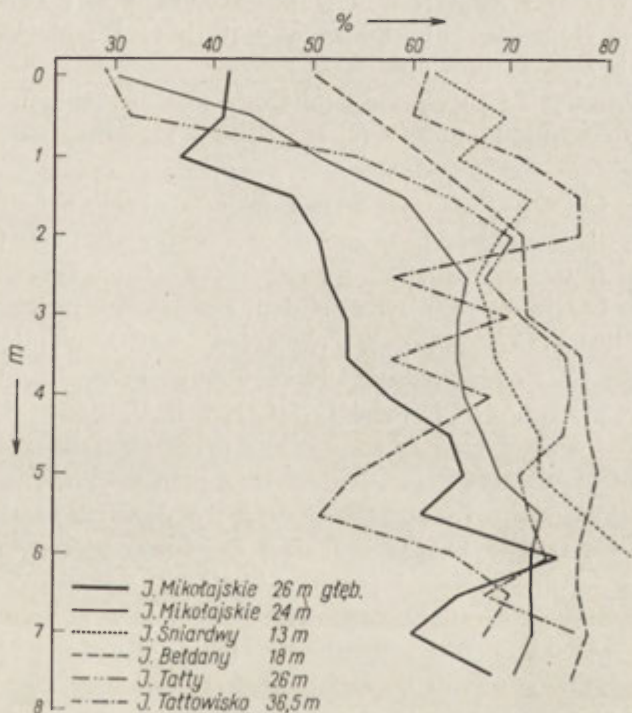
Ryc. 7. J. Mikołajskie i J. Tałtówisko: Wykres zmian zawartości substancji organicznej i CaCO₃ (rdzenie z głębokości 26,5 i 36 m)

Można by więc wysnuć stąd wniosek, że w pewnym sensie stosunek C/N jest zależny od warunków tlenowych panujących w zbiorniku, a zwłaszcza w jego warstwach przydennych i w powierzchniowej warstwie osadów.

Jak wynika z wykresu A na ryc. 9, w naszym przypadku nie ma też żadnej wyraźnej zależności pomiędzy zawartością węgla i azotu w osadach. Dla ściślejszej charakterystyki stopnia tej zależności — korelacji (w tym zaś przypadku jej braku), widocznego już na pierwszy rzut oka z przebiegu krzywych, zastosowano następującą uproszczoną metodę analizy wykresu, a mianowicie po prawej jego stronie znakiem (+)

oznaczono wszystkie te odcinki, na których krzywe wykazują zgodną tendencję — kierunek zmian, dodatnią lub ujemną lub ich brak. Znakiem (–) natomiast pozostałe odcinki, na których krzywe wykazują tendencje przeciwne. Pod uwagę bierze się przy tym jedynie tendencje zmian, a nie ich wielkości. Otóż, jak to widzimy na wykresie, na ogólną sumę 90 pomiarów w 34 przypadkach, to jest w 37,8%, tendencje zmian są zgodne (korelacja dodatnia +), a w 56 to jest w 62,2%, przeciwnie (–). Stosunkowo największą zależność zmian — największy stopień korelacji dodatniej — daje się zauważyć na poziomie od 2 do 4 m.

W osadach Jeziora Mikołajskiego stosunek C/N waha się od 4 do 25,5 ryc. 8, a w jeziorze Tałtowisko od 4,5 do 11,5. Jednakże w żadnym z tych jezior, a zwłaszcza w Jeziorze Mikołajskim, gdzie odchylenia



Ryc. 8. Wykres zmian zawartości CaCO_3 w osadach dennych 5 jezior (w % absolutnie suchej masy)

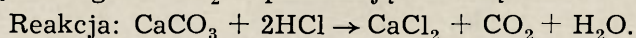
od $\text{C/N} = 10$ są w obydwie strony wysokie, nawet krańcowe wartości tego stosunku nie wiążą się ze zmianą typu osadów. Co więcej w osadach Jeziora Mikołajskiego najwyższym wartościom C/N odpowiadają najwyższe zawartości CaCO_3 i niższa od przeciętnej zawartość substancji organicznych. Podobnie, zmiany wartości C/N nie pociągają za sobą żadnych zmian odczynu pH osadów.

Zwraca uwagę niska ogólna i średnia zawartość substancji organicznych w Jeziorze Mikołajskim i pozostałych, co przypuszczalnie spowodowane jest głównie, jak wyjaśnimy poniżej, wysoką zawartością CaCO_3 w osadach.

Niejednokrotnie podkreślaliśmy, że dominującym składnikiem osadów dennych Jeziora Mikołajskiego i pozostałych jest węglan wapnia — CaCO_3 , który decyduje o ich barwie, konsystencji, ciężarze i wielu innych właściwościach oraz determinuje jednoznacznie ich przynależność typologiczną do obszernej grupy gytii węglanowych (wapnistych). Zarówno w Jeziorze Mikołajskim, gdzie udział CaCO_3 wynosi od 30 do 80% suchej masy osadów, średnio 63,35%, jak i w pozostałych jeziorach: Beldany, Tałty, Śniardwy i Tałtowisko (ryc. 8), jest on bardzo wysoki i wynosi średnio 65—70%. Z reguły zaś (z wyjątkiem górnej 1-metrowej warstwy osadów w Jeziorze Mikołajskim i Tałty) nie spada poniżej 50%, stanowiąc nie budzącą wątpliwości podstawę do odpowiedniego ich zaklasyfikowania.

Dlatego więc, jak i ze względu na to, iż jest on dobrym wskaźnikiem warunków fizyczno-chemicznych zbiornika, zagadnieniom związanym z występowaniem CaCO_3 w osadach poświęcimy szczególną uwagę.

Zawartość CaCO_3 w osadach oznaczano w aparacie Scheiblera. W tym celu 1 g gytii wysuszonej w suszarce elektrycznej w temp. 105 °C zalewano (w butli aparatu) 10 ml 10% HCl i odczytywano objętość wydzielonego CO_2 w ml. Po uwzględnieniu poprawek na ciśnienie i temperaturę, z ilości CO_2 obliczano zawartość CaCO_3 pamiętając, że 44 części wagowe CO_2 odpowiadają 100 częściom CaCO_3 .



Zmiany zawartości CaCO_3 w osadach przedstawione zostały na ryc. 7 i 8 w formie wykresów. Na pierwszym z nich widzimy, że w obydwu jeziorach, Mikołajskim i Tałtowisko, krzywe zawartości CaCO_3 i substancji organicznych wykazują wyraźną zależność ujemną, przebiegając antagonistycznie, zwłaszcza w jeziorze Tałtowisko. Taka właśnie zależność antagonistyczna jest w całkowitej zgodności z wynikami badań wielu autorów, jak np. Stangenberga [129], Korde [62], Ohle [90] i innych. Ostatni z wymienionych autorów twierdzi, że w obecności dużych ilości CaCO_3 następuje szczególnie intensywny rozkład substancji organicznych. Dlatego właśnie im więcej jest w wodzie i osadach węglanów, tym mniej substancji organicznych. Do podobnych wniosków doszli również Joukowsky i Büffle [52].

Obok korzystnych na ogół warunków tlenowych, jest to prawdopodobnie i w przypadku Jeziora Mikołajskiego przyczyną tak niskiej zawartości substancji organicznej w osadach mimo intensywnego rozwoju życia organicznego (jeziro eutroficzne).

Zagadnieniom warunków, które są niezbędne, aby mogły się tworzyć osady węglanowe w jeziorach, procesom wytrącania CaCO_3 z wody

i przechodzenia w osady, poświęcona jest niezwykle obszerna literatura (w pewnym stopniu przedstawiono to w rozdziale o rozwoju badań osadów). Żaden bowiem problem, dotyczący występowania tych czy innych składników z zagadnieniami dotyczącymi zawartości substancji organicznych w osadach włącznie, nie wywołał tak obszernej dyskusji, tyłu wątpliwości i kontrowersji. W tym miejscu niemożliwe jest referowanie wszystkich tych zagadnień, zwrócimy więc uwagę tylko na niektóre z nich.

Najwięcej uwagi w dyskusjach tych poświęcono roli poszczególnych czynników, warunkujących strącanie CaCO_3 i następnie tworzenie się osadów węglanowych. Potonié [104], Lundquist [76], Nauman [84], Tidel-sky [152] i inni uważali, że konieczny i dostateczny jest tylko stały dopływ wód wzbogaconych w węglany wylugowane ze zlewni. Jednakże większość autorów, np. Stangenberg [129], Portner [100], Titow [154], Korde [62] i inni, zwraca uwagę, że problem jest daleko bardziej skomplikowany i nie we wszystkich jeziorach bogatych w węglany występują one w osadach.

Wprawdzie wszyscy autorzy są zgodni co do tego, że wytrącanie CaCO_3 z wody może być wynikiem różnych procesów, fizycznych, chemicznych, biologicznych i innych, ale różnią się w kwestii, któremu z nich przypisać należy rolę decydującą. Jak wiadomo, wytrącanie CaCO_3 może zachodzić na drodze czysto fizycznej w wyniku różnicy temperatur, gdy np. zimna woda źródłana lub rzeczna ogrzewa się w ciepłych wodach litoralu jezior. Rozpuszczalność bowiem CaCO_3 maleje ze wzrostem temperatury wody, odwrotnie niż to ma miejsce w przypadku większości substancji.

Podobnie wytrącanie CaCO_3 zachodzić może na drodze czysto chemicznej [94], gdy np. skutek ulatniania się wolnego CO_2 do atmosfery (w przypadku niedosytu jego ciśnienia cząsteczkowego w powietrzu) następuje przesylenie wody węglanem wapnia, rozpuszczalność jego spada bowiem gwałtownie wraz ze spadkiem zawartości w wodzie CO_2 . Procesowi temu szczególnie sprzyja falowanie, zwiększające poważnie powierzchnię zbiornika.

W niektórych jeziorach, zawierających znaczne ilości siarczanów, może mieć miejsce wytrącanie CaCO_3 w procesie ich redukcji [67, 82, 146]. Niektórzy autorzy, jak np. Isaczenko [48], Rozenberg [114], uważają, że proces wytrącania CaCO_3 zachodzi głównie przy udziale bakterii — najpierw tworzy się koloidalny węglan wapnia, który dopiero później przechodzi w krystaliczny. Jednakże Strachow [133] uważa, że proces ten odgrywa jedynie znikomą rolę w ogólnej skali zjawiska — wytrącania się CaCO_3 .

Większość natomiast autorów, Nipkow [89], Minder [80], Korde [62], Joukowsky i Büffle [52] i wielu innych, jest w zasadzie zgodna co do tego, iż wielką rolę w procesie tym odgrywają organizmy roślinne (plank-

ton i makrofity), które w procesie fotosyntezy pochłaniają CO_2 z wody i tym samym pośrednio powodują przesylenie jej węglanem wapnia i jego chemiczne strącanie. Pewną rolę w tworzeniu się osadów węglanowych odgrywają również organizmy zwierzęce głównie mięczaki, które budują z węglanów swoje szkielety i skorupki.

Naszym zdaniem w większości przypadków, w tym również w Jeziorze Mikołajskim i pozostałych, węglan wapnia w osadach ma charakter poligenetyczny. Zależnie bowiem od konkretnych warunków, od pory dnia, temperatury, wiatru, głębokości, miejsca w jeziorze itd., wytrącanie CaCO_3 zachodzi bądź w wyniku któregoś z wymienionych uprzednio procesów, bądź też najczęściej — ich kombinacji. Podobnie w zależności od konkretnych warunków, miejsca i czasu zmienia się rola poszczególnych procesów i czynników w wytrącaniu się CaCO_3 z wody.

Innym, chociaż wiążącym się bezpośrednio z poprzednim, istotnym zagadnieniem jest sprawa nasilenia — intensywności tworzenia się osadów węglanowych, bądź też zaniku ich akumulacji w poszczególnych okresach holocenu. Korde [62] np. twierdzi, że najbardziej korzystne warunki dla powstawania osadów węglanowych istniały w okresie atlantyckim. Autorka ta oraz Konszin i inni twierdzą także, iż w większości jezior nizinnych naszej strefy geograficzno-przyrodniczej osady węglanowe już się obecnie nie tworzą. Konszin [60] np. wiązał tworzenie się osadów węglanowych z okresem trwania na danym obszarze wiecznej zmarzłoci, która jakoby szczególnie sprzyjała koncentracji węglanów, uniemożliwiając ich wynoszenie na dalsze odległości (?) — wyjaśnienie to jest jednak co najmniej wątpliwe.

Natomiast Korde [62] i inni są zdania, iż przyczyną zaniku odkładania się osadów węglanowych, w ostatnich okresach czasu i obecnie, może być niekiedy wzrost eutrofizmu. Prowadzi on bowiem do gromadzenia się w jeziorach wielkich ilości szczątków organicznych, które nie nadążają się w pełni rozkładać i powodują stałe przesylenie wody CO_2 . Dodatkowym czynnikiem uniemożliwiającym wytrącanie CaCO_3 może być również dopływ kwasów humusowych z zatorfionej zlewni.

Podobnego zdania są również Kolbe [56], Ziernow i inni, którzy twierdzą, że CaCO_3 wytrącony w epilimnionie rozpuszcza się ponownie w głębokich, bogatych w CO_2 warstwach hypolimnionu jezior. Uważają oni, że zjawisko to ma miejsce głównie w jeziorach eutroficznych. W związku z tym należy zwrócić uwagę, iż badania innych autorów [80, 88, 89] wykazują znaczne wzmoczenie lub wręcz zapoczątkowanie tworzenia się osadów węglanowych ze wzrostem eutrofizacji jeziora. Argumenty poprzednich autorów są również w pewnej mierze sprzeczne z twierdzeniem Ohlego [90], iż wysoka zawartość węglanów sprzyja szczególnie rozkładowi związków organicznych.

Bezpośrednio z wymienionymi poprzednio uwagami odnośnie ponownego rozpuszczania się CaCO_3 w głębokich warstwach hypolimnionu,

wiąże się również interesujące nas zagadnienie strefowości występowania osadów węglanowych zależnie od głębokości. Zgodnie bowiem z tym, co twierdzą Kolbe [56], Ziernow [177], a zwłaszcza Afanasiew [1], osady węglanowe na większych głębokościach nie powinny występować. Jednakże wyniki analiz, przedstawione w formie wykresu zbiorowego na ryc. 8, oraz zebrane bogate materiały i przeprowadzone obserwacje wykazują, że zarówno w Jeziorze Mikołajskim, jak i w pozostałych, zjawisko zanikania osadów węglanowych ze wzrostem głębokości nie występuje. Przeciwnie, jak widzimy na ryc. 8, gdzie przedstawiono zawartość CaCO_3 w osadach z dużych głębokości (13—36 m) oraz jak to wynika z charakteru licznych rdzeni wydobytych z najgłębszych punktów dna (rzędu 40 i więcej m) jezior Mamry, Niegocin, Bełdany, w miejscach tych zalegają najbardziej miększe (ponad 10 m) pokłady osadów o wysokiej zawartości CaCO_3 . Nie stwierdzono również wyraźnych zmian zawartości CaCO_3 w osadach takich, które pozwalałyby mówić o strefowym jej zróżnicowaniu, zależnie od głębokości.

Podobnie i zagadnienie zmian zawartości CaCO_3 w osadach w poszczególnych okresach czasu oraz zaniku tworzenia się osadów węglanowych w ostatnim okresie (od subatlantikum) i obecnie, w badanych przez nas jeziorach, przedstawia się inaczej, niż to twierdzi Korde [62] i niektórzy inni autorzy. Jak to bowiem widzimy z przebiegu krzywych na ryc. 8, zawartość CaCO_3 w osadach Jeziora Mikołajskiego i pozostałych była począwszy od spągu, a więc niemal od początku ich istnienia, bardzo wysoka. W jeziorach Bełdany, Śniardwy i Tałty (oraz w rdzeniu nr 10 z Jeziora Mikołajskiego) aż do poziomu 2—1,5 m, a więc przypuszczalnie co najmniej do okresu subatlantyckiego, ulegała ona stosunkowo niewielkim wahaniom (co oczywiście nie przesądza sprawy, że w okresie atlantyckim intensywność ich narastania mogła być największa). Jedynie w rdzeniu nr 5/5 z Jeziora Mikołajskiego obserwujemy znaczny, ale bardzo krótkotrwały (w warstwie o miąższości 20 cm) wzrost zawartości CaCO_3 na poziomie 5,8—6,0 m. W jeziorze Tałtowisko natomiast zawartość CaCO_3 wykazuje wielkie i zupełnie chaotyczne — nie wykazujące żadnej określonej tendencji wahania, podobnie jak to miało miejsce ze zmianami zawartości substancji organicznej w tym jeziorze, co zresztą jest ze sobą ściśle związane.

Jednak mimo iż we wszystkich wymienionych jeziorach, jak widzimy na ryc. 8, począwszy od poziomu 1,5—1,0 m, to jest przypuszczalnie od połowy okresu subatlantyckiego, nastąpił wyraźny spadek zawartości CaCO_3 w osadach, to jednak jest ona aż do czasów współczesnych bardzo wysoka. W jeziorach Mikołajskim i Tałty utrzymuje się bowiem w granicach 30—45%, a w jeziorach Bełdany, Śniardwy i Tałtowisko nawet w granicach 50—65%. Widzimy więc, iż w odniesieniu do interesujących nas jezior nie znajdują potwierdzenia przytoczone uprzednio poglądy Korde, Konzszina i innych autorów, którzy uważają, że w ostatnim okresie

i współcześnie osady węglanowe nie tworzą się w jeziorach nizinnych naszej strefy geograficzno-przyrodniczej.

W konkluzji należy stwierdzić, że ta wysoka zawartość węglanu wapnia w osadach Jeziora Mikołajskiego i pozostałych świadczy o tym, iż w jeziorach tych istnieją dobre, sprzyjające rozwojowi życia, warunki tlenowe oraz miększe warstwy wody, w których procesy rozkładu związków organicznych nie są w stanie spowodować ostrego spadku odczynu pH. Wskazuje ona również na brak dopływu znaczniejszych ilości kwasów humusowych z ich zlewni.

Jeśli chodzi o pozostałe pierwiastki i związki chemiczne oznaczone metodami analizy klasycznej, to zawartość węgla i azotu organicznego w osadach Jeziora Mikołajskiego została już częściowo scharakteryzowana przy omawianiu proporcji ich występowania w osadach — stosunku C/N. Tu więc dodamy jedynie, że zawartość C org. waha się w granicach od 2,33 do 17,8%, przy czym największe wahania występują (ryc. 5) na poziomie 5,5—6,0 m od stropu osadów. Mimo znacznych wahań zawartość C org. w osadach wykazuje ogólnie biorąc pewną niewielką tendencję wzrostu od powstania jeziora do czasów dzisiejszych.

Zawartość azotu organicznego jest w osadach Jeziora Mikołajskiego stosunkowo niska, od 0,35 do 1,54% (w jeziorze Tałtowisko 1,05—2,28%), wahania jej są bardzo małe i podobnie jak C org. (współzależność) wykazuje lekką tendencję wzrostu od spągu ku stropowi.

Bardzo niską jest również zawartość żelaza — Fe, od 1,08 do 2,61%, a szczególnie potasu — K, od 0,026 do 0,063% i fosforanów — PO_4 , od 0,01 do 0,05%. Wszystkie one wykazują przy tym bardzo małe wahania zawartości na przestrzeni całej historii jeziora. Jedynie zawartość żelaza wzrasta nieco na poziomie 0,25—0,75 m.

Nieco wyższą jest natomiast w osadach Jeziora Mikołajskiego zawartość sodu — Na. Waha się ona od 0,064 do 0,200% (ryc. 5). Początkowo od spągu do poziomu 6 m zawartość Na wykazuje mimo znacznych wahań pewną tendencję zwykłą. Natomiast od tego poziomu aż do stropu zawartość sodu w osadach wyraźnie maleje, mimo że i na tym odcinku wahania są częste i znaczne, zwłaszcza na poziomie 4,5—5,0 i 0,0—0,5 m.

W porównaniu z osadami jeziora Tałtowisko w osadach Jeziora Mikołajskiego zawartość potasu i sodu jest podobna, natomiast żelaza, a zwłaszcza fosforanów, znacznie wyższa.

Pozostaje nam jeszcze omówić zagadnienie zależności dodatnich lub ujemnych we współwystępowaniu niektórych pierwiastków i związków chemicznych w osadach. Poza dyskutowanym już zagadnieniem zależności w występowaniu węgla i azotu organicznego, w tym miejscu przedstawimy kolejno problem współwystępowania Fe i PO_4 , PO_4 i $CaCO_3$ oraz $CaCO_3$ i Fe.

Powszechnie uważa się, iż pomiędzy zawartością Fe i PO_4 w osadach istnieje zależność dodatnia jednostronna, to znaczy, że wzrost zawartości Fe pociąga za sobą wzrost zawartości PO_4 . Tłumaczy się to w ten sposób, że wytrącone związki Fe opadając na dno adsorbują po drodze fosforany. Jednakże w przypadku Jeziora Mikołajskiego, jak widzimy z wykresu B na ryc. 9, przebieg krzywych wskazuje na bardzo niski stopień korelacji tych dwóch elementów. Według podanej przez nas uproszczonej metody analizy tendencji zmian zawartości, w 25 przypadkach to jest 27,8% tendencja jest tu zgodna (+), a w 65 (72,2%) przeciwna (-). Wyróżnić przy tym można trzy poziomy, na których zgodność tendencji jest wyższa. Są to poziomy 0,8—1,1, 2,0—2,5 oraz 8,0—8,5 m. W sumie stwierdzić należy, że współzależność występowania Fe i PO_4 jest w Jeziorze Mikołajskim znacznie niższa, niż to np. podaje Stangenberg [131] dla osadów jeziora Żuchowo. Być może, iż w pewnej mierze jest to wynikiem bardzo niskiej zawartości żelaza a zwłaszcza fosforanów, która uniemożliwia występowanie wspomnianej prawidłowości.

Podobnie przedstawia się sprawa współwystępowania CaCO_3 i PO_4 , chociaż jak to wynika z przebiegu krzywych na wykresie C ryc. 9, w tym przypadku wartość wskaźnika zgodnej tendencji zmian (+) jest nieco wyższa i wynosi 32 (35,6%), a przeciwnej (-) 58 (64,4%). Największa zgodność tendencji zmian występuje przy tym na poziomie od 0,8 do 2,5 m.

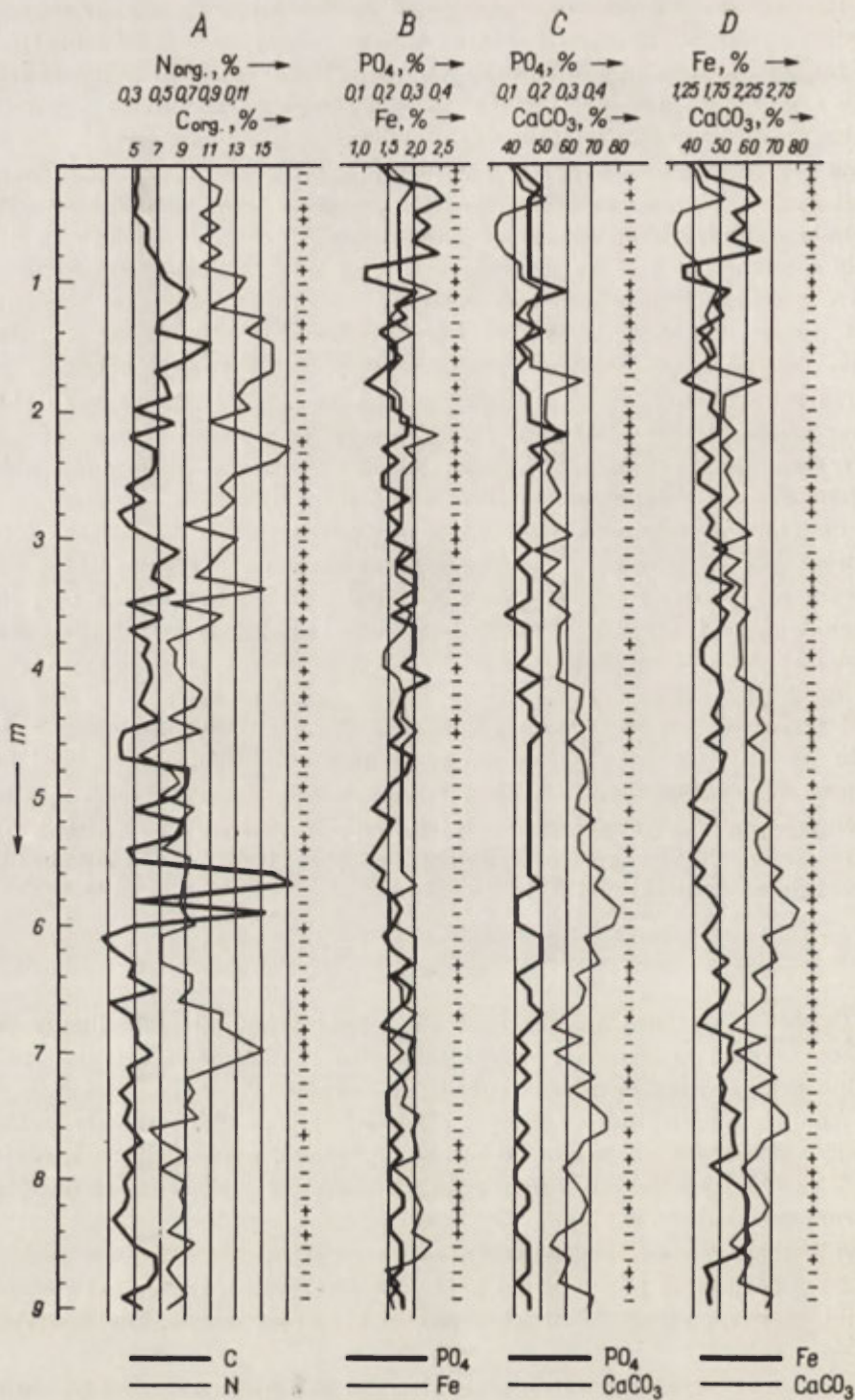
I wreszcie, jak to wynika z wykresu D na ryc. 9, najwyższą zgodność tendencji, to jest najwyższą wzajemną zależnością zawartości odznacza się występowanie CaCO_3 i Fe w osadach. Współczynnik zgodnej tendencji zmian (+) wynosi tu 51 (56,7%) a przeciwnej (-) 39 (43,3%). Największy stopień korelacji zaznacza się w tym przypadku bardzo wyraźnie na poziomie od 5 do 7.

* *
*
* *

Oprócz klasycznej analizy ilościowej, której wyniki omówiliśmy powyżej, wykonana została również ilościowa i jakościowa analiza spektralna oraz analiza termiczna różnicowa osadów¹.

Analizie spektralnej ilościowej i jakościowej poddane zostały próbki osadów pobierane co 25 cm od stropu do spągu, a pochodzące z rdzeni nr 4/3 i 3/8 wydobytych z dwu różnych punktów jeziora w środku jego szerokości. Dodatkowo analizom tym poddano 1 próbkę osadów intensywnie czarnych — zabarwionych hydrotroilitem, pochodzącą z rdzenia nr 2/2 z poziomu 2 m od stropu oraz 1 próbkę gytii intensywnie ciemno-żółtej, pobraną z rdzenia nr 24, z poziomu 4 m od stropu. Dwie ostatnie

¹ Analizy te wykonane zostały w laboratorium Katedry Mineralogii i Geochemii UW przez dr. W. Kowalskiego i mgr. K. Szpilę.



Ryc. 9. J. Mikołajskie: Wykres zależności współwystępowania w osadach — C/N, PO₄ — Fe, PO₄ — CaCO₃, i Fe — CaCO₃ (rdzeń nr 5/6)

próbki oraz po 2 próbki z rdzeni nr 4/3 i 3'8 pobrane z poziomów 0,5 i 2,0 m od stropu, poddano również analizie termicznej, różnicowej.

Analiza spektralna wykonana została w celu określenia zawartości mikroelementów w osadach, co jest bardzo istotne, między innymi w przypadku ewentualnego ich wykorzystania jako nawozu — do wapnowania gleb, a zwłaszcza łąk. Analiza termiczna, różnicowa miała natomiast na celu określenie między innymi występowania części ilastych w osadach środkowych części jeziora.

Tabela 1

J. Mikołajskie. Rdzeń nr 4/3 wydobyty z głębokości 16,5 m
Wyniki analizy spektralnej osadów dennych — oznaczenia ilościowe

| L. p. | Poziom | Ba | Mn | Cu | Pb |
|------------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|
| 1 | 0,25 m | 0,013 | 0,25 | 0,0013 | 0,0011 |
| 2 | 0,5 | 0,007 | 0,17 | 0,0006 | 0,0003 |
| 3 | 0,75 | 0,007 | 0,13 | 0,0032 | 0,0003 |
| 4 | 1,0 | 0,018 | 0,15 | 0,0007 | 0,0003 |
| 5 | 1,25 | 0,021 | 0,15 | 0,0007 | 0,0003 |
| 6 | 1,5 | 0,025 | 0,10 | 0,0007 | 0,0003 |
| 7 | 1,75 | 0,022 | 0,13 | 0,0008 | 0,0003 |
| 8 | 2,0 | 0,022 | 0,069 | 0,0003 | 0,0003 |
| 9 | 2,25 | 0,010 | 0,091 | 0,0003 | 0,0003 |
| 10 | 2,5 | 0,022 | 0,087 | 0,0003 | 0,0003 |
| 11 | 2,75 | 0,013 | 0,091 | 0,0003 | 0,0003 |
| 12 | 3,0 | 0,022 | 0,057 | 0,0003 | 0,0003 |
| 13 | 3,25 | 0,015 | 0,072 | 0,0003 | 0,0003 |
| 14 | 3,5 | 0,015 | 0,060 | 0,0003 | 0,0003 |
| 15 | 3,75 | 0,028 | 0,084 | 0,0003 | 0,0003 |
| 16 | 4,0 | 0,11 | 0,058 | 0,0006 | 0,0003 |
| 17 | 4,25 | 0,050 | 0,052 | 0,0006 | 0,0003 |
| 18 | 4,5 | 0,20 | 0,035 | 0,0057 | 0,0003 |
| Rdzeń nr 2/2 poziom 2 m | | 0,090 | 0,32 | 0,0012 | 0,0003 |
| Rdzeń nr 24 poziom 4,0 m | | 0,015 | 0,060 | 0,030 | 0,0010 |
| Granica oznaczal. w ‰ | | 0,001 | 0,001 | 0,0003 | 0,0003 |
| Oceniony maks. błąd oznacz. w ‰ | | 15 | 15 | 25 | 20 |

Z danych analizy jakościowej wynika, że we wszystkich próbkach występuje tytan — Ti i stront — Sr w koncentracjach powyżej 0,001‰ wagowo. W obydwu rdzeniach występuje znaczne zróżnicowanie koncentracji Ti, a zwłaszcza wyraźny spadek jego zawartości na poziomie

od 3 do 3,5 m w rdzeniu nr 4/3 i na poziomie 2,75—3,25 m w rdzeniu nr 3/8.

We wszystkich niemal próbach stwierdzono również występowanie wanadu — V. Dość często występuje także chrom — Cr, zwłaszcza w rdzeniu nr 3/8, podobnie arsen — As, zwłaszcza w rdzeniu nr 4/3. Natomiast kobalt — Co, nikiel — Ni i gal — Ga stwierdzono tylko w bardzo nielicznych próbkach i w znikomych ilościach. W żadnej z próbek nie stwierdzono występowania molibdenu — Mo i cynku — Zn w ilościach wyższych od granicy ich wykrywalności — (0,01% dla Zn i 0,0003 dla Mo). Jest rzeczą interesującą, że próbki z rdzeni nr 2/2 i 24,

Tabela 2

J. Mikołajskie. Rdzeń nr 3/8 wydobyty z głębokości 16 m
Wyniki analizy spektralnej osadów dennych — oznaczenia ilościowe

| L.p. | Poziom | Ba | Mn | Cu | Pb |
|---------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|
| 1 | 0,25 | 0,012 | 0,16 | 0,0003 | 0,0012 |
| 2 | 0,531 | 0,031 | 0,13 | 0,0004 | 0,0003 |
| 3 | 0,75 | 0,036 | 0,15 | 0,0003 | 0,0003 |
| 4 | 0,0 | 0,031 | 0,10 | 0,0003 | 0,0003 |
| 5 | 1,25 | 0,024 | 0,12 | 0,0025 | 0,0003 |
| 6 | 1,15 | 0,11 | 0,091 | 0,0003 | 0,0003 |
| 7 | 1,75 | 0,12 | 0,11 | 0,0003 | 0,0003 |
| 8 | 2,0 | 0,035 | 0,091 | 0,0003 | 0,0003 |
| 9 | 2,25 | 0,035 | 0,12 | 0,0003 | 0,0003 |
| 10 | 2,5 | 0,048 | 0,11 | 0,0003 | 0,0003 |
| 11 | 2,75 | 0,31 | 0,13 | 0,0005 | 0,0003 |
| 12 | 3,0 | 0,045 | 0,10 | 0,0003 | 0,0003 |
| 13 | 3,25 | 0,040 | 0,069 | 0,0003 | 0,0003 |
| 14 | 3,5 | 0,021 | 0,10 | 0,0003 | 0,0003 |
| 15 | 3,75 | 0,031 | 0,15 | 0,0003 | 0,0003 |
| 16 | 4,0 | 0,10 | 0,10 | 0,0005 | 0,0003 |
| 17 | 4,25 | 0,11 | 0,080 | 0,0004 | 0,0003 |
| 18 | 4,5 | 0,20 | 0,040 | 0,0004 | 0,0010 |
| Granica oznaczalności w ‰ | | 0,001 | 0,001 | 0,0003 | 0,0003 |
| Oceniony maks. błąd oznacz. w ‰ | | 15 | 15 | 25 | 20 |

wykazujących zewnętrznie zasadnicze odchylenia od powszechnego charakteru osadów, pod względem wyników analizy jakościowej niczym się od nich nie różnią.

Wyniki analizy spektralnej ilościowej wskazują, że koncentracja miedzi — Cu i ołowiu — Pb w osadach jest bardzo niska. Dla Cu wynosi ona 0,0003%, a dla Pb jest jeszcze niższa. Jedynie w próbkach ze stropu

i spągu rdzenia nr 3/8 ilość Pb jest znacznie wyższa, podobnie w próbce ze stropu rdzenia 4/3 oraz nr 24. Wyższe koncentracje Cu stwierdzono w powierzchniowej i spągowej próbkach z rdzenia 4/3 oraz w próbce z poziomu 1,25 m z rdzenia 3/8, a także w próbkach z rdzeni 2/2 i 24.

Tabela 3

Rdzeń nr 3/8 wydobyty z głębokości 16 m

| Lp. | Poziom w m | Granica wykrywalności w ‰ | | | | | | | | | | | | | |
|-----|---------------|---------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|--------|-------|------|------|--|
| | | 0,001 | 0,001 | 0,0003 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,1 | 0,1 | 0,0003 | 0,001 | 0,05 | 0,03 | |
| | | Ti | Sr | V | Cr | Co | Ni | Zr | Na | Zn | Mo | Ga | P | As | |
| 1 | 0,25 | XX | XX | X | X | X | — | — | XXX | — | — | — | X | X | |
| 2 | 0,5 | XX | XXX | X | X | — | — | — | XXX | — | — | X | X | X | |
| 3 | 0,75 | XXX | XXX | X | X | — | — | X | X | — | — | — | X | X | |
| 4 | 1,0 | XXX | XXX | X | XX | — | X | X | XX | — | — | — | X | — | |
| 5 | 1,25 | XXX | XXX | X | XX | — | ? | X | XX | — | — | — | — | — | |
| 6 | 1,5 | XX | XXX | XX | X | — | — | XX | X | — | — | — | — | — | |
| 7 | 1,75 | XXX | XXX | X | XX | — | X | XX | XX | — | — | — | X | — | |
| 8 | 2,0 | X | XXX | X | X | — | — | X | X | — | — | — | X | — | |
| 9 | 2,25 | XX | XXX | X | X | — | X | X | X | — | — | — | X | — | |
| 10 | 2,5 | XX | XXX | X | X | — | — | X | X | — | — | — | X | — | |
| 11 | 2,75 | X | XX | X | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 12 | 3,0 | X | XXX | ? | — | — | — | — | X | — | — | — | — | — | |
| 13 | 3,25 | X | XX | ? | — | — | — | — | ? | — | — | — | — | — | |
| 14 | 3,5 | XX | XXX | X | X | — | — | X | X | — | — | — | X | — | |
| 15 | 3,75 | XXX | XXX | XX | X | — | — | XX | XX | — | — | X | XX | — | |
| 16 | 4,0 | XXX | XXX | X | XXX | — | XX | XX | XXX | — | — | ? | X | X | |
| 17 | 4,25 | XX | XXX | — | XX | — | — | X | X | — | — | — | X | X | |
| 18 | 4,5 | XXX | XXX | — | XXX | — | X | XX | XXX | — | — | — | XX | X | |

Skala oznaczeń: XXX — linia mocna; XX — linia średnia; X — linia słaba; ? — linia bardzo słaba (wątpliwa); (—) — brak linii — koncentracja poniżej granicy wykrywalności.

We wszystkich próbkach natomiast stwierdzono znaczne ilości baru — Ba i manganu — Mn, przy czym występuje znaczne ich zróżnicowanie w obrębie całego złoża osadów z obu rdzeni. Mn z reguły przeważa nad Ba, tylko w nielicznych próbkach proporcja jest odwrócona. Jak to wynika z wykresu (ryc. 10), zawartość tych pierwiastków w obu rdzeniach zmienia się dosyć podobnie. W obydwu rdzeniach zawartość Ba i Mn wykazuje dość ścisłą zależność ujemną — zachowują się one antagoniście, co również wyraźnie widać na wspomnianym wykresie. Stosowane przez nas uprzednio współczynniki tendencji zmian osiągają tu wartości ujemne (—) rzędu 66,6‰ w rdzeniu 3/8 oraz 83,4‰ w rdzeniu 4/3.

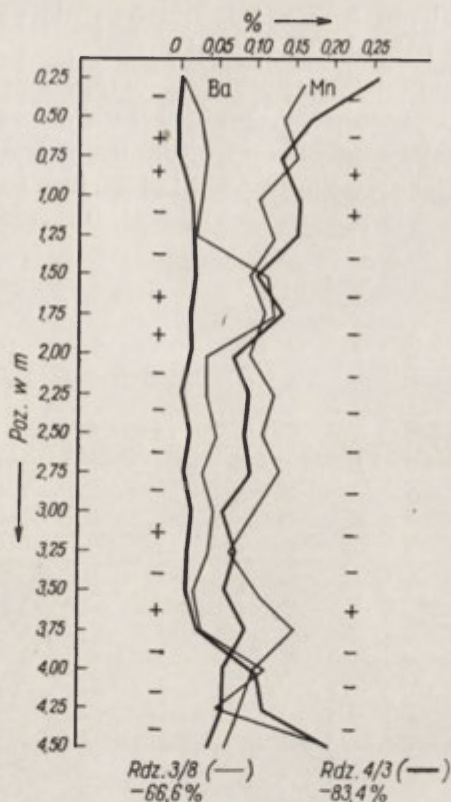
Jez. Mikołajskie. Rdzeń nr 4/3 wydobyty z głębokości 16,5 m. Wyniki analizy spektralnej jakościowej

| Granica wykrywalności w % | | 0,001 | 0,001 | 0,0003 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,10 | 0,01 | 0,0003 | 0,001 | 0,05 | 0,03 |
|---------------------------|------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|--------|-------|------|------|
| L.p. | Poziom w m | Sr | V | Cr | Co | Ni | Zr | Na | Zn | Mo | Ga | P | As | As |
| 1 | 0,25m | XXX | XXX | X | X | — | — | X | XXX | — | — | X | X | X |
| 2 | 0,5 | XX | XX | X | — | — | — | — | XX | — | — | X | X | X |
| 3 | 0,75 | X | XX | X | — | — | X | — | XX | — | — | — | — | X |
| 4 | 1,0 | XX | XXX | X | X | — | — | X | XXX | — | — | X | X | X |
| 5 | 1,25 | XX | XX | X | ? | — | — | X | XXX | — | — | ? | X | X |
| 6 | 1,5 | XXX | XXX | X | X | — | X | X | XXX | — | — | — | XX | ? |
| 7 | 1,75 | XXX | XXX | X | X | — | — | X | XXX | — | — | — | XX | ? |
| 8 | 2,0 | XX | XXX | X | ? | — | — | — | XX | — | — | — | — | ? |
| 9 | 2,25 | XXX | XXX | X | — | — | — | X | XX | — | — | — | X | ? |
| 10 | 2,5 | XXX | XXX | XX | — | — | — | — | X | — | — | — | X | ? |
| 11 | 2,75 | XX | XXX | X | X | X | X | X | XX | — | — | — | X | — |
| 12 | 3,0 | X | XXX | XX | X | — | — | ? | XX | — | — | — | — | — |
| 13 | 3,25 | X | XXX | X | — | — | — | — | X | — | — | — | — | — |
| 14 | 3,5 | X | XXX | X | — | — | — | — | X | — | — | — | — | — |
| 15 | 3,75 | XX | XX | X | — | — | — | X | X | — | — | — | XX | — |
| 16 | 4,0 | XXX | XXX | XX | XX | — | — | XX | XXX | — | — | ? | — | XX |
| 17 | 4,25 | XX | XX | ? | X | — | — | — | XX | — | — | — | — | X |
| 18 | 4,5 | XXX | XX | X | XX | — | — | XXX | XXX | — | — | X | XX | X |
| Rdzeń | | | | | | | | | | | | | | |
| 2/2 | 2,0 | XXX | XXX | XXX | X | — | — | X | X | — | — | ? | XX | X |
| Rdzeń | | | | | | | | | | | | | | |
| 24 | 4,0 | X | XX | X | — | — | — | X | XX | — | — | — | — | X |

Poniżej zamieszczamy zestawienie temperatur początków (t. p.) i maksimum reakcji termicznych (t. m.) w C°.

Jak widzimy z powyższej tabeli, i wykresu ryc. 11, zawierających wyniki analizy termicznej różnicowej, we wszystkich badanych próbach widoczne są trzy reakcje termiczne: słaba reakcja endotermiczna z maksimum w zakresie 110—130 °C, bardzo silna reakcja egzotermiczna w zakresie 210—440 °C, rozdzielona u większości prób na dwa oddzielne efekty oraz silna reakcja endotermiczna z maksimum w zakresie 875—900 °C.

Oprócz wyżej wymienionych wyraźnych efektów termicznych na termogramach poszczególnych prób zaznaczają się niekiedy bardzo słabe efekty bądź też tylko pewne przegięcia krzywej różnicowej, świadczące o obecności niewielkich ilości domieszek różnych substancji termicznie aktywnych.



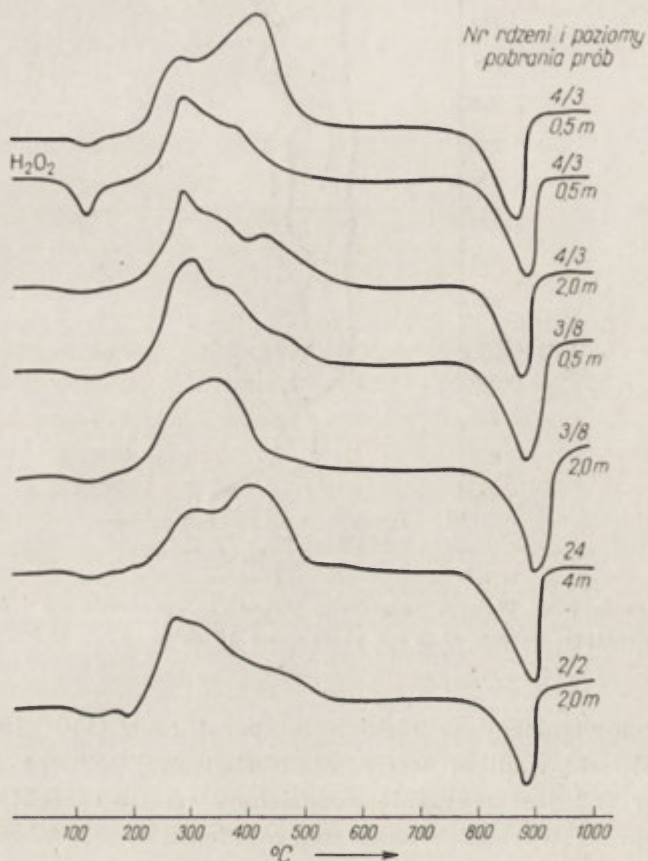
Ryc. 10. J. Mikołajskie: Wykres zależności współwystępowania Ba i Mn w osadach dennych (rdzeń nr 3/8 z głębokości 16 m nr 4/3 z 16,5 m)

Efekt endotermiczny w niskich temperaturach (110—190 °C) powodowany jest oddawaniem wody zaadsorbowanej. Proces odwodnienia w próbie nr 2/2 jest wyraźnie rozdzielony na dwa efekty, w innych natomiast oprócz wyraźnie zaznaczonego efektu w 120 °C obserwujemy także lekkie przegięcie krzywej w nieco wyższej temperaturze. Podwójny efekt endotermiczny w zakresie 210—440 °C w niektórych

| Poziom m | Nr rdzenia | Efekty endotermiczne | | | | | | Efekty egzotermiczne | | | |
|-------------|---------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|-------|-------|-------|
| | | I | | II | | III | | I | | II | |
| | | t. p. | t. m. | t. p. | t. m. | t. p. | t. m. | t. p. | t. m. | t. p. | t. m. |
| 0,5 | 4/3 | 90 | 125 | — | — | 760 | 875 | 210 | 290 | — | 420 |
| 2,0 | 4/3 | 80 | 110 | — | — | 790 | 885 | 210 | 300 | — | 440 |
| 0,5 | 3/8 | 90 | 125 | — | — | 190 | 890 | 210 | 310 | — | 380 |
| 2,0 | 3/8 | 85 | 120 | — | — | 790 | 900 | 210 | 350 | — | — |
| 4,0 | 24 | 80 | 125 | — | — | 780 | 900 | 220 | 320 | — | 420 |
| 2,0 | 2/2 | 80 | 130 | — | 190 | 780 | 880 | — | 275 | — | 340 |

próbach (np. z poziomu 2 m w rdzeniu 3/8) nie rozdzielony, spowodowany jest kilkoma różnymi procesami.

Drugie maksimum egzotermiczne w temp. ok. 400 °C pochodzi od spalania substancji organicznej, przy czym domieszki organiczne mogą być tutaj różne (kwasy humusowe, bituminy, nierozłożone części roślin) i występują w zmiennych ilościach. Stąd efekty te są różnej wielkości i wahają się w szerokich granicach temperatur (340—440 °C).



Ryc. 11. J. Mikołajskie: Termogramy osadów dennych (nr rdzeni i poziomy, z których pobrano próby do analizy)

Próba z poziomu 0,5 m w rdzeniu nr 4/3 poddana była działaniu wody utlenionej celem rozłożenia substancji organicznych. Termogram tej próby (oznaczony na wykresie 2n H_2O_2) wskazuje, że drugie maksimum egzotermiczne uległo znacznemu zmniejszeniu i przesunęło się w kierunku niższych temperatur. Z przebiegu krzywej widzimy jednak, że woda utleniona nie zniszczyła wszystkich części organicznych. Pierwszy efekt egzotermiczny, który nie zmienił się pod działaniem wody utlenionej, nie może być jednoznacznie interpretowany. Prawdopodobnie

jest on związany z obecnością w badanych próbach amorficznych substancji koloidowych takich, jak: kwasy krzemowe, opal, hydrolyzyszczyki, bezpostaciowe wodorotlenki żelaza i inne. W tej sytuacji słabe efekty endotermiczne w temp. ok. 200 °C byłyby związane z odwadnianiem koloidów, a egzotermiczne w temp. ok. 300 °C z ich przekrystalizowywaniem się (starzenie się koloidów).

Efekt endotermiczny w temp. ok. 900 °C powodowany jest termicznym rozpadem węglanu wapnia. Należy zaznaczyć, że czysty CaCO_3 również zaczyna się rozpadać w temp. ok. 800 °C, ale jego maksimum leży w 950 °C i przesuwają się w kierunku niższych temperatur w miarę ilościowego zmniejszania się CaCO_3 .

Na podstawie powyższych danych można stwierdzić, że w próbkach dominuje CaCO_3 . Oprócz niego występują dość znaczne, ale zmienne ilości substancji organicznej oraz różnego rodzaju związki amorficzne, nie dające się bliżej określić. Zwraca uwagę brak efektów właściwych dla minerałów ilastych, jednakże przy niewielkiej ich zawartości efekty te mogą być maskowane przez inne składniki.

Z przedstawionej powyżej charakterystyki chemizmu osadów dennych Jeziora Mikołajskiego wyciągnąć można następujące wnioski ogólne:

1. Z pewną ostrożnością można przyjąć występowanie tendencji wzrostu zawartości węgla i azotu w osadach począwszy od poziomu 5 m w górę. Wyraźniejsza jest natomiast tendencja spadku zawartości sodu od poziomu 6 m ku stropowi (w analizowanych rdzeniach).

2. Niewątpliwym jest w ostatnim okresie (prawdopodobnie od połowy okresu subatlantyckiego) spadek zawartości CaCO_3 w osadach, stwierdzony nie tylko w Jeziorze Mikołajskim, ale i pozostałych badanych jeziorach (ryc. 8).

3. Charakter wahań i w ogóle przebieg krzywych obrazujących zmiany chemizmu osadów przedstawiony na wykresach (ryc. 5—8) nie pozwala na wyróżnienie jakichś cykli ewolucyjnych w historii jeziora. Wprost przeciwnie, potwierdzają one (zwłaszcza stałość udziału niektórych składników) tezę o wielkiej stabilności reżymu Jeziora Mikołajskiego na przestrzeni jego dziejów. Wniosek taki nasuwa się bowiem już na podstawie analizy zewnętrznych tylko cech osadów — często idealnej wręcz monotonii rdzeni od stropu do spągu, braku jakichkolwiek widocznych zmian ich charakteru i przejawów stratyfikacji. Jak widzimy, znajduje to potwierdzenie w wynikach wykonanych analiz.

CHARAKTER GŁÓWNEJ MASY OSADÓW I ICH ODMIANY WYSTĘPUJĄCE W JEZIORZE MIKOŁAJSKIM

Jest oczywiste, że stwierdzone niejednokrotnie uprzednio podobieństwo osadów organogenicznych z Jeziora Mikołajskiego i pozostałych badanych jezior jest jedynie podobieństwem ogólnym, dotyczącym tylko

podstawowej ich masy — wszędzie są to bowiem gytie, które idąc za Korde [61, 63] należałoby zaliczyć do licznych odmian gytii węglanowych (sapropeli wapnistych) o niezbyt wysokiej zawartości (10—40%) substancji organicznych. Podobnie według zasad klasyfikacji Stangenberg [129] osady te należy również zaliczyć do grupy III — „osadów o wysokiej (powyżej 50%) zawartości wapnia”. Jednakże w poszczególnych jeziorach i ich częściach różnią się one często dość znacznie, zwłaszcza barwą, zawartością substancji organicznych, węglanu wapnia i domieszek materiału klastycznego, nie mówiąc już o zróżnicowaniu biologicznym — zawartości szczątków roślinnych i zwierzęcych, którymi to badaniami w pracy niniejszej nie zajmowano się.

Z reguły bogatsze w substancje organiczne i bardziej ciemne, oliwkowozielone są one w jeziorach niewielkich i płytkich lub zasłoniętych zatokach jezior większych, gdzie szczególnie intensywnie rozwija się życie organiczne, a woda przy dnie ulega słabemu mieszaniu i wykazuje najczęściej deficyt tlenu. Natomiast w jeziorach większych, o stosunkowo intensywnym ruchu mas wody, a więc dobrze natlenionych, osady są uboższe w substancje organiczne i jaśniejsze, raczej szare. I tak np. w jeziorze Kirsajty są one ciemne, oliwkowoszare, a w jeziorze Śniardwy bardzo jasne, białoszare.

Z osadów, które w sposób istotny różnią się od tych, które dominują w Jeziorze Mikołajskim, należy między innymi wymienić zalegającą pod 1,5—2,5 m złożem oliwkowoszarej gytii węglanowej warstwę osadów zwięzłych, intensywnie czarnych, tłusto lśniących przy krojeniu nożem. Barwę tę zawdzięczają one znacznej domieszce „hydrotroilitu”, uwodnionego jednowartościowego siarczanu żelaza FeSnH_2O . Mimo zewnętrznie zupełnie odmiennego charakteru, w osadach tych dominującym składnikiem jest również węglan wapnia, którego zawartość wynosi od 30% w spągu, około 40% w części środkowej, do 61% w górnej części złoża. Odznaczają się one jedynie stosunkowo wysoką zawartością tytanu, strontu, wanadu i fosforu oraz ponad dwukrotnie większą od przeciętnej zawartością baru i miedzi (załączone wyniki analizy spektrograficznej). Na powietrzu barwa tych osadów zmienia się szybko na jaśniejszą, brunatnordzawą, osady pokrywa nalot tlenków żelaza.

Miękkość tych osadów, zalegających bezpośrednio na podłożu mineralnym, dochodzi do dwu metrów. Jest rzeczą interesującą, że osady te nie zalegają bynajmniej w głębozłokach, jak by się należało tego spodziewać (brak tlenu, koncentracja siarkowodoru), ale raczej na łagodnym stoku jednego z nich (rdzenie nr 1 i 2 na przekroju nr 2, ryc. 1, 2) oraz na niemal płaskiej podstokowej części dna po stronie Mikołajek. Występują one w odległości 60—100 m od brzegu, równoległym do niego pasem szerokim na kilkadziesiąt m i długim na ok. 150 m. Według wszelkiego prawdopodobieństwa występowanie ich związane jest ze źródłami bogatymi w FeS, wypływającymi spod stoku rynny (?).

W innym znów miejscu przy wyjściu na jezioro Beldany (ryc. 1 rdzenie nr 24 i 4/13), pod 5 m pokrywą jasnej oliwkowoszarej gytii węglanowej, zalega 0,5 m miąższości warstwa tejże gytii o strukturze drobno gruzełkowatej, wyróżniająca się intensywnie żółtą (żłocistą) barwą, która przy zetknięciu z powietrzem zmienia się szybko w ciemną, zgniłozieloną. Warstwa ta charakteryzuje się również wyjątkowo dużą zawartością skorupki okrzemek. Analiza spektrograficzna nie ujawniła żadnych wyraźnych odchyżeń od składu chemicznego właściwego dominującej w jeziorze gytii oliwkowoszarej bezstrukturalnej.

Z innych ciekawych faktów wymienić można znalezienie w jednym z rdzeni 2 cm wkładki węgla drzewnego (pozostałość ogniska?), pod 4 m pokrywą szarej grubodetrytusowej gytii węglanowej. Rdzeń ten (nr 1/12), wydobyty został na wschodnim stoku dna „przeczeki” — wyjście na Śniardwy, z głębokości 3,5 m. Warstewka węgla zalega tu więc na głębokość 7,5 m poniżej obecnego lustra wody.

Nie mniej interesujący jest także fakt, że w rdzeniu (nr 3/3 ryc. 1) wydobytym z głębokości 13,5 m w odległości 50 m od brzegu znaleziono kilka kawałków skóry z nie budzącymi żadnych wątpliwości śladami przeszycia sztyłem. Zalegały one na poziomie 2,7 m pod powierzchnią dna, w spągowej części 20 cm warstwy będącej mieszaniną kawałków drewna (wiórków?), kory, grubego detrytusu roślinnego i piasku. Warstwę tę pokrywa 2,5 m miąższości złoża gytii jasnoszarej, silnie spiaszczonej, z mnóstwem grubego detrytusu organicznego. Próby wyjaśnienia obecności owych kawałków skóry w podanym miejscu i przedstawionej sytuacji stratygraficznej szukać można w tym, że wspomniana 20 cm warstwa ma cechy utworu zaburzonego, który uległ osunięciu po stoku rynnny jeziornej. Charakter brzegu na tym odcinku także wydaje się świadczyć, iż niegdyś nastąpiło tu potężne osuwisko, które spowodowało zepchnięcie wielkich ilości materiału do jeziora i powstanie w tym miejscu piaszczystego cypla.

Próba bliższego wyjaśnienia przyczyn, które spowodowały obecność węgla drzewnego i kawałków skóry w opisanych miejscach i warunkach stratygraficznych, oraz określenia ich wieku zostanie ewentualnie podjęta oddzielnie. W tym miejscu stwierdzić możemy jedynie, że fakty powyższe są być może jeszcze jednym bezpośrednim potwierdzeniem wywodów Grossa [36, 37], że człowiek pojawił się na tych obszarach już w okresie późnego glacjału.

I wreszcie wspomnieć tu należy o występowaniu w Jeziorze Mikołajskim poziomu gytii o wyraźnym mikrouwarstwieniu rocznym, typu „mikrozon” Perfiliewa. Zalega ona niewielkim płatem w płn. części jeziora, w pobliżu brzegu zachodniego. Największą miąższość tego warstwowanego poziomu gytii — ok. 40 cm, znaleziono w rdzeniach 6/1 i 8 (ryc. 1 i fot. 5 i 5a). Poziom ten występuje 20—30 cm nad warstwą torfu i pokryty jest 2,5—3,5 m gytii bez śladów uwarstwienia. Jasno-

szare, i ciemnobrunatne prążki są dość regularne i mają średnio miąższość ok. 1 mm. Ogółem naliczono ok. 200 par tych warstewek.

Warstewki brunatne składają się głównie ze zbitego drobnego detrytusu roślinnego, trudnego do zidentyfikowania. Odkładanie się tego poziomu nastąpiło prawdopodobnie w najbardziej suchej fazie okresu borealnego. Charakter warstewek brunatnych — zbita, starta przez falowanie (?) masa detrytusowa — wydaje się bowiem świadczyć, że odłożyły się one w stosunkowo płytkiej wodzie. Sugeruje to obniżenie się poziomu wody w owym okresie o 6—8 m. Obecnie bowiem warstwa ta występuje w rdzeniach wydobytych z głębokości 7—11 m, w których zalega na poziomie 2,5—3,5 m od stropu. W sumie więc zalega ona 10—15 m poniżej obecnego lustra wody.

W związku z tym należy zwrócić uwagę, że wspomniane uprzednio znalezienie węgla drzewnego pod osadami, 7,5 m poniżej obecnego poziomu wody, również sugeruje, że niegdyś był on niższy o taki właśnie rząd wielkości. Fakty te łącznie stanowią dość silny argument przemawiający za poważnym obniżeniem się poziomu wody w pewnym — prawdopodobnie borealnym — okresie. Jeśli zaś chodzi o przyczynę tego zjawiska, to mógł je wywołać bądź wybitny wzrost kontynentalizmu klimatu, bądź też ostateczny zanik wiecznej marzłoci. Zanik wiecznej marzłoci niewątpliwie wywołał poważne zmiany stosunków hydrogeologicznych i być może znaczne, okresowe obniżenie poziomu wód gruntowych. Być może również, że jeśli, jak sugerują badacze litewscy, pogrzebane martwe lody wytapiały się aż do końca okresu borealnego, to poziom dna Jeziora Mikołajskiego mógł być w owym okresie wyższy i dla wyjaśnienia omawianych faktów wystarczy przyjmując znacznie mniejsze obniżenie poziomu wody.

GENEZA I WIEK TORFÓW ZALEGAJĄCYCH W SPĄGU OSADÓW JEZIORYNYCH

Fakt występowania torfów w spągu osadów jeziornych jest dość szeroko znany w literaturze. Jednakże w ogromnej większości przypadków znaleziono je nie w jeziorach współczesnych, ale w torfowiskach powstałych na miejscu jezior, których misy zostały całkowicie wypełnione osadami dennymi. Pod wierzchnią warstwą torfu zalegają tam różnej, często wielometrowej, miąższości pokłady osadów jeziornych a w ich spągu następna lub niekiedy (bardzo rzadko), nawet dwie wkładki tak zwanych „torfów dolnych”, przy czym niższa z nich z reguły zalega bezpośrednio na podłożu mineralnym.

Początkowo występowanie tych torfów pod osadami jeziornymi usiłowano wyjaśnić procesami soliflukcji, ale oczywiście bez powodzenia, gdyż obecność ich nie ogranicza się bynajmniej tylko do strefy przy-

brzeżnej — występują również w środkowych płaskich częściach dna, a w wielu przypadkach charakter złoża świadczy niezbicie, iż tworzyły się one *in situ*.

Dopiero w 1937 r. H. v. Gross [36], opisując takie torfy z torfowisk w dorzeczu Węgorapy i Pregoty (na N od granic Polski), wysunął przypuszczenie, że odkładały się one na glinach i piaskach, pod którymi zalegały pogrzebane martwe lody. Następnie zaś w okresie wytapiania się owych lodów torfy uległy zatopieniu, znalazły się na dnie powstających w tych miejscach jezior i stopniowo zostały pokryte mięszymi pokładami osadów dennych.

Następnie Woldstedt [174], opisując interstadialne torfy z Lehringen oraz powołując się na opisy podobnych torfów z Meiendorf [117], zwraca uwagę na fakt, że zalegają one warstwą współkształtną z głęboką, wklęsłą formą podłoża mineralnego. Ta wklęsła forma warstwy torfu jest według niego zjawiskiem epigenetycznym i świadczy niezbicie, że tworzyły się one na powierzchni materiałów glacyfluwialnych pokrywających martwe lody. Dopiero później zaś, w miarę ich wytapiania, zapadały się w głąb powstających jezior i przybrały dzisiejszą formę wklęsłą.

W ostatnich latach zagadnieniom tym wiele uwagi poświęcają uczeni Litewskiej Rep. Radz., na której obszarze występowanie torfów w spągu osadów jeziornych stwierdzono już w ponad 120 torfowiskach [124]. Opublikowano szereg prac, których autorzy: Garunkštis [28], Gudelis i Kabailene [39], Seibutis i Sudnikaviciene [122], zgodnie stwierdzają, że wszędzie torfy te zalegają w identycznej sytuacji stratygraficznej — bezpośrednio na podłożu mineralnym. Miąższość tych torfów jest zazwyczaj niewielka, waha się od śladów, do 30 cm. Jak wynika z analiz palynologicznych, potwierdzonych ostatnio datowaniem metodą C^{14} , we wszystkich przypadkach są one jednowiekowe i powstały w okresie interfazy Alleröd.

Wymienieni autorzy, a zwłaszcza Seibuits [124], podkreślają powyższe fakty i wskazują, że dzięki zaleganiu w specyficznej sytuacji stratygraficznej, torfy te stanowią doskonałą warstwę przewodnią — reper stratygraficzny nie tylko dla obszaru Litwy, ale być może dla całego obszaru objętego zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego.

Są oni również zgodni co do tego, w jaki sposób torfy te znalazły się na dnie jezior, wiążąc to także z przejawami „termokrasu” — to jest właśnie wytapiania się pogrzebanych martwych lodów. I tak np. Seibutis i Sudnikaviciene [122] na konkretnym przykładzie udowadniają to w sposób bardzo przekonywający.

Natomiast sam mechanizm i przebieg wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, przedstawiony przez Garunkštisa i Stanaitisa [29] zilustrowany przez nich 6 rysunkami, budzi poważne zastrzeżenia. Z rysunków wynika bowiem, że lody te topiły się głównie od spodu i spły-

wały wraz z mięszą pokrywą materiałów mineralnych i warstwą torfu. A przecież lody te były dodatkowo naszpikowane i przewarstwione taką masą materiału skalnego (co zresztą uwidoczniono na tych rysunkach), która z reguły przewyższała 100 kg na tonę, co wystarcza, aby lód stracił pływalność. O ich spływaniu nie mogło więc być mowy. Świadczy o tym najlepiej fakt, że jak już wspomniano, najczęściej torfy te zalegają w sposób niezaburzony, jak gdyby odłożyły się *in situ*.

Gdyby bowiem rzeczywiście lody pływały wraz z pokrywającym je materiałem skalnym i torfami, to w chwili gdy ich grubość malejąc osiągnęłaby pewną wartość krytyczną, pod ciężarem owej pokrywy uległyby one połamaniu, a pokrywające lód materiały mineralne i torfy, tonąc w sposób gwałtowny, zostałyby ze sobą całkowicie wymieszane.

O ile występowanie owych torfów pod osadami jeziornymi w torfowiskach, a więc stosunkowo płytko (na terenie Litwy na ogół zalegają one nie głębiej niż 10 m od powierzchni torfowisk), jest dość powszechne, to znalezienie ich pod osadami na dnie głębokich jezior, takich jak Mikołajskie i pozostałe (wymieniane w tej pracy), należy raczej do faktów odosobnionych.

W Jeziorze Mikołajskim torfy te występują pod osadami typu gytii węglanowej. Miąższość warstwy tych torfów zalegających, podobnie jak to stwierdzają wszyscy autorzy, bezpośrednio na podłożu mineralnym, waha się od zaledwie śladów w postaci wkładki próchnicy do 1,1 m (fot. 4), a więc maksymalna ich miąższość jest tu ponad trzykrotnie wyższa od tych, które znaleziono na Litwie. Obecność torfów stwierdzono w kilkudziesięciu punktach dna na głębokościach od 5—27 m (ryc. 1—2). Pokrywa je warstwa gytii miąższości od 1 do 10 i więcej m. W rzeczywistości więc zalegają one na głębokościach od 5 do ok. 40 m poniżej obecnego lustra wody.

Charakter zalegania i stan torfów wydaje się świadczyć, że i w tym przypadku odłożyły się one *in situ*. Wobec tego dla wyjaśnienia, w jaki sposób (w jakich warunkach) mogły one powstać na różnych poziomach dna, tworząc współkształtną z nim warstwę (ryc. 2), musimy się uciec do owej, omawianej poprzednio hipotezy — wytapiania się martwych lodów, jako jedynej możliwej do przyjęcia.

Podobnie okres tworzenia się wszystkich tych torfów, znalezionych w Jeziorze Mikołajskim i pozostałych, przypada również na interfazę Alleröd. Stwierdzono to na podstawie wyników analizy palynologicznej i makroskopowej 15 próbek torfu z Jeziora Mikołajskiego oraz po jednej z jeziora Śniardwy i Beldany. Analizy te wykonała dr M. Ralska-Jasiewicz z Inst. Botaniki PAN w Krakowie. Torfy poddane analizie pochodziły z różnych głębokości, gdzie pokrywała je warstwa gytii o miąższości od 1 do 10 m.

Wyniki analiz palynologicznych potwierdziło określenie bezwzględnego wieku tych torfów metodą C¹⁴. Analizy te wykonano w laborato-

rium prof. Wł. Mościckiego w Gdańsku. Jedna z datowanych próbek torfu pochodziła z rdzenia nr 6, wydobytego z głębokości 7 m w odległości 70 m od brzegu (ryc. 1). W miejscu tym 40 cm warstwa torfu brunatnoczarnego, średnio rozłożonego z mnóstwem kawałków drewna, zalega pod złożem gytii o miąższości 5,3 m. Wiek tego torfu (Gd-W6) określony został na 11040 ± 380 lat temu. Druga próbka torfu pochodziła z rdzenia nr 4/2 wydobytego z głębokości 15,5 m w odległości 150 m od brzegu (ryc. 1). Na 20 cm wkładce dość silnie rozłożonego brunatnoczarnego torfu z mnóstwem kawałków drewna zalega tu warstwa szarej gytii węglanowej o miąższości aż 9,7 m. Okres powstania tego torfu (Gd-W5) wydatowano na 10700 ± 460 lat temu (1962).

Wyniki te są również zgodne z opublikowanym przez Stasiakową [132] rezultatem — 11390 ± 210 lat przed 1950 r., wykonanego w Hannoverze datowania drewna z pni sosny znalezionych *in situ*, pod kilkumetrową warstwą kredy marglistej, na dnie byłego jeziora Kruklin, k. Giżycka. Podobne wyniki uzyskano ostatnio i na Litwie, gdzie wiek torfu zalegającego pod osadami jeziornymi torfowiska Vievis wydatowano metodą C^{14} na 11200 ± 340 lat temu — torf niższy i na 9860 ± 300 torf wyższy (ponad wkładkę osadów jeziornych) [137].

Na wzmiankę zasługuje fakt, że ostatnio w Jeziorze Mikołajskim stwierdzono również występowanie dwu warstw torfu pod osadami dennymi. W jednym z rdzeni (nr 6/1) pod 2,8 m pokrywą gytii zalega warstwa torfu brunatnego, średnio rozłożonego, z mnóstwem kawałków drewna. Miąższość tej warstwy, należącej niewątpliwie do poziomu Alleröd, wynosi 1,1 m (fot. 4). Pod torfem zalega 80 cm warstwa, rozpoczynająca się szarym zailonym piaskiem, który po 15 cm przechodzi w mieszaninę gliny zwałowej ze żwirem i dużymi głazikami (do 6 cm). Pod tą warstwą zalega druga 35 cm wkładka torfu brunatnoczarnego, bardziej rozłożonego i nieco spiaszczonego. Torf ten podesłany jest piaskiem. Należy podkreślić, że rdzeń wydobyto z głębokości 11,2 m w odległości 180 m od brzegu, w miejscu gdzie w promieniu 100 m różnice głębokości nie przekraczają 1 m (ryc. 1, 2). Wobec tego nie może tu być brana pod uwagę ewentualność jakiegoś osuwiska, które jednorazowo (gwałtownie) przysypało dolną część złoża torfu tego samego wieku — (Alleröd). W innym rdzeniu (nr 11, fot. 6) wydobytym z głębokości 17 m w środkowej części jeziora (ryc. 1, 2), także z względnie płaskiego dna, pod 4,6 m warstwą gytii występuje 20 cm wkładka silnie rozłożonego torfu z dużą ilością kawałków drewna i kory. Pod torfem tym występuje jeszcze 25 cm warstwa szarozółtawej gytii z dużą domieszką mułku i piasku. Poniżej gytii zalega kolejna warstwa storfiałej mieszaniny kawałków drewna, kory i innych makroszczątków roślinnych. Całość jest silnie spiaszczona i podesłana szarym spiaszczonym iłem z głazikami.

Wydaje się więc, że być może te najniższe warstwy torfu odpowiadają wiekowo interfacie Bölling, na co wskazywałyby również znacznie większy stopień rozkładu i zmacerowania dolnej warstwy, w rdzeniu nr 6/1. Mimo to, do czasu wykonania odpowiednich analiz i datowań, trudno tu wyciągnąć jakiegokolwiek dalej idące wnioski. Można jedynie nadmienić, że takie podwójne warstwy torfu pod osadami jeziornymi znaleziono także w czterech torfowiskach Litwy [124] i na obszarach sąsiednich [36]. Jednakże we wszystkich tych przypadkach autorzy stwierdzają, że dolne, najniższe warstwy torfu odpowiadają wiekiem interfacie Alleröd, wyższe natomiast pochodzą z końca młodszego dryasu, okresu preborealnego lub borealnego.

Reasumując można stwierdzić, że istotnie torfy zalegające pod osadami jeziornymi, ze względu na swoją specyficzną sytuację stratygraficzną, mogą być prawdopodobnie dla całego obszaru objętego przez zlodowacenie bałtyckie (a przynajmniej dla znacznych jego części), doskonałą warstwą przewodnią. W większości przypadków możliwe jest bowiem tylko na podstawie ich sytuacji stratygraficznej określenie z dużą pewnością, że torfy te odpowiadają interfacie Alleröd.

UWAGI O CHARAKTERZE PODŁOŻA MINERALNEGO

Podłoże mineralne występujące pod osadami jeziornymi czy torfami jest bardzo zróżnicowane zarówno w przekroju poziomym, jak i pionowym (fot. 3—7). Bezpośrednio na powierzchni dna zalegają tu mozaikowo rozmieszczonymi płatami, bądź różne piaski, lepiej lub gorzej przesegregowane, pylaste (kurzawka), drobno-, średnio- i gruboziarniste, czyste, ilaste, zabarwione tlenkami żelaza, względnie (w powierzchniowej warstwie) zanieczyszczone substancją organiczną. Równie często występują żwirry grube z gładzikami i brukiem oraz ły szarobłękitnawe, bardzo zwięzłe, plastyczne, lepkie, silnie spiaszczone z gładzikami do kilku cm. Spotyka się również ły szarobłękitne lub zielonawe bardzo lepkie, tłuste, o charakterze czystej gliny fizycznej.

Mimo mozaikowości, jaka cechuje występowanie powierzchniowe tych utworów, stwierdzić można pewne prawidłowości w charakterze ich stratyfikacji pionowej. Otóż w przypadku występowania piasków obserwuje się zazwyczaj szybki wzrost ich granulacji wraz z głębokością. Piaski drobnoziarniste przechodzą stopniowo lub dość ostro w średnio- i gruboziarniste, a następnie w grube żwirry z gładzikami, czy mieszaninę żwirzasto-kamienistą (fot. 3—5, 7). Niekiedy oprócz tego piaski i żwirry są przewarstwione wkładkami ilastymi kilkucentymetrowej miąższości.

Drugą prawidłowością jest fakt, że zazwyczaj miąższość tych piasków jest niewielka. Często bowiem już po kilkunastu, rzadziej po kilkadziesiąt cm, piaski te czy żwirry przechodzą we wspomniane szaro-

błękitnawe spiaszczone ły lub w utwory o charakterze szarej gliny zwałowej. W wielu przypadkach ły te i gliny bywają przewarstwione cieńszymi lub grubszymi wkładkami piasków różnej granulacji.

Interesujące jest stwierdzenie faktu, że na dnie głębokich rynien jeziornych (Mikołajskie, Bałdany, Tały i inne), dominują spiaszczone ły, utwory o charakterze mieszaniny żwirzasto-kamienistej lub gliny zwałowej. W sumie są to utwory bardzo podobne do występujących wokół jeziora. Wydaje się to być jednym z dowodów, że niegdyś stanowiły one przedłużenie tych ostatnich, zalegając na powierzchni martwych lodów, a później uległy zatopieniu. Wprawdzie obok wspomnianych utworów na dnie omawianej rynny występują piaski, ale najczęściej są one słabo przesortowane i mają zazwyczaj niewielką miąższość, rzadko przekraczającą kilkadziesiąt cm.

Wydaje się więc, że brak występowania na powierzchni dna omawianej rynny miąższych pokładów piasków typu rzecznego, dobrze przenieśnionych przez wody płynące, jest obok faktu istnienia w jej dnie niezasypanych kotłów eworsyjnych poważnym argumentem, który świadczy, że nigdy w okresie deglacji nie miały tu miejsca poważniejsze przepływy wody, czyli że rynna nie stanowiła kolektora odpływowego dla wód roztopowych. Jest to okoliczność bardzo istotna przy rozpatrywaniu genezy rynny i Jeziora Mikołajskiego i zostanie bardziej szczegółowo omówiona w następnym rozdziale.

C Z Ę Ś Ć III

DYSKUSJA NIEKTÓRYCH PROBLEMÓW ZWIĄZANYCH Z BADANIAM I OSADÓW DENNYCH ORAZ EWOLUCJĄ JEZIOR — WNIO SKI AUTORA

ZAGADNIENIE GENEZY I WIEKU JEZIORA MIKOŁAJ SKIEGO

Zagadnienie sformułowane w tytule ma różne aspekty, które należy rozróżniać dla uniknięcia niejasności. Chodzi mianowicie o to, że na obszarach, które były pokryte lądolodem, geneza specyficznych, wklęsłych form terenu, tak zwanych „rynien”, stanowi odrębny problem, a czas ich powstania często nawet o dziesiątki tysięcy lat wyprzedza późniejsze wypełnienie tych zagłębień przez wody, czyli powstanie w tych miejscach zbiorników wodnych — jezior.

Jeśli chodzi o genezę rynien, to jak wiadomo liczni badacze, a wśród nich Werth [166] Ussing [157], a początkowo także i Woldstedt [174], utrzymywali, iż w powstaniu ich główną rolę odegrała działalność erozyjna podlodowcowych i płynących w szczelinach lodowych potężnych potoków wód roztopowych. W specjalnej monografii poświęconej rynnom Werth [166] dowodzi, że wody podlodowcowe znajdowały się często pod wysokim ciśnieniem hydrostatycznym, co na pewnych odcinkach zwiększało znacznie ich prędkość przepływu, a więc i siłę erozyjną, oraz powodowało, że płynęły one zawsze w kierunku spadku ciśnienia — ku krawędzi lodowca, niezależnie od nachylenia podłoża. Autor ten, podobnie jak później jego następcy, powstawanie rynien wiązał głównie z okresami deglacjacji — recesji lądolodu. Poglądy te zostały niemal powszechnie przyjęte i panowały w nauce bardzo długo. Niekiedy i obecnie można spotkać w literaturze wypowiedzi zwolenników tych poglądów.

Począwszy jednak od 1926 r. Woldstedt [174] zaczął się stopniowo wycofywać z poprzedniego stanowiska. Obecnie zaś twierdzi, że rynny w ich dzisiejszej formie są głównie rezultatem egzarycyjnej działalności lodowca i pochodzą z faz jego najbardziej intensywnej transgresji. Świadczy o tym według niego charakter ich prolif u podłużnego i poprzecznego. Udział wód roztopowych, które pojawiały się w sezonach

letnich, był w ich formowaniu bardzo ograniczony. Dziełem ich są głównie kotły eworsyjne, występujące dość często i regularnie w dnie rynien. Na poparcie swego stanowiska wskazuje Woldstedt na górskie „doliny progowe”, przypominające w profilu podłużnym rynny, co do których nikt nie ma wątpliwości, że są dziełem samego lodowca, a nie jego wód roztopowych. Innym dowodem dominującej roli egzaracji jest według niego fakt, że rynny zazwyczaj z wężają się ku krawędzi lodowca. W przypadku bowiem, gdyby rynny były dziełem wód roztopowych, ich szerokość i głębokość powinna wzrastać w tym właśnie kierunku.

Jeśli chodzi o genezę tak zwanej „rynny mikołajskiej”, to prawdopodobnie jest ona również głównie rezultatem egzaracyjnej działalności lodowca, być może wykorzystującego w czasie transgresji istniejącą wcześniej predyspozycję terenu. Nie jest wykluczone, iż rynna ta jest dziełem kilku kolejnych cykli egzaracji, które miały miejsce w czasie kolejnych faz ostatniego zlodowacenia.

W każdym razie w obecnej formie powstała ona prawdopodobnie najpóźniej w transgresywnym stadium fazy leszczyńskiej. Później natomiast, poprzez cały okres trwania deglacjacji i jeszcze długo po jej zakończeniu, była całkowicie wypełniona potężnymi bryłami martwego lodu, przysypanymi miększą pokrywą materiałów glacyfluwialnych. Dzięki temu właśnie w okresie deglacjacji nie uległa zasypaniu. Identyczne stanowisko odnośnie tego, że w okresie deglacjacji rynny i inne zagłębienia terenu na obszarze Pojezierza Mazurskiego były wypełnione martwym lodem, pokrytym utworami glacyfluwialnymi, reprezentują Kondracki [59] oraz Kondracki i Pietkiewicz [40].

Za takim właśnie pochodzeniem „rynny mikołajskiej” i podobnym wiekiem wypełniających ją obecnie jezior przemawiają następujące przesłanki: Jak wspomniano poprzednio, zarówno w Jeziorze Mikołajskim jak i między innymi w jeziorach Bełdany, Tałty i Śniardwy, stwierdzono w wielu punktach występowanie torfów w spągu osadów jeziornych. Torfy te zalegają przy tym, na różnych poziomach, warstwą współkształtną do wklęsłej formy dna. Przypominamy, iż we wszystkich przypadkach występują one w identycznej sytuacji stratygraficznej — bezpośrednio na podłożu mineralnym i pokryte są gytą. Już sam ten fakt nasuwał przypuszczenie, iż wszędzie torfy te powstały w tym samym okresie czasu. Do podobnych wniosków oraz do przypuszczenia, iż torfy te pochodzą z interfazy Alleröd, skłaniały także wyniki licznych wcześniejszych prac, np. Grossa [36, 37] oraz prac litewskich, dotyczących torfowisk, w których pod pokładami torfu występują osady jeziorne, a w ich spągu znowu torfy, zalegające bezpośrednio na podłożu mineralnym.

Przypuszczenia te, jak to również wykazaliśmy poprzednio, zostały w całej rozciągłości potwierdzone wynikami analiz palynologicznych

i makroskopowych oraz datowaniem metodą C¹⁴. Tu dodamy jedynie, że jak wynika z analizy palynologicznej i makroskopowej próbek pobranych z utworów mineralnych, które zalegają pod torfami — w okresie najstarszego dryasu, Böllingu i starszego dryasu, w miejscu dzisiejszego Jeziora Mikołajskiego, na owych utworach mineralnych rozwijała się roślinność typowa dla tych okresów — głównie tundrowa.

Wobec tego istnieją wszelkie podstawy do przyjęcia, że dopiero w pewnym stadium interfazy Alleröd, zalegające w wyrytych wcześniej rynnach i pogrzebane pod płaszczem utworów glacialuwalnych, martwe lody zaczęły się powoli wytapiać, a w utworzonych w wyniku tego nieznacznych płaskich obniżeniach zaczęły się odkładać torfy. Rozwój torfowisk trwał tak długo, aż w pewnym okresie prędkość wytapiania lodu i zapadania się podłoża przewyższyła prędkość narastania torfów. Wskutek tego zostały one stopniowo zatopione przez wody powstających w tych miejscach jezior. Następnie w miarę dalszego wytapiania się owych pogrzebanych lodów, torfy te wraz z podłożem zapadały się coraz głębiej, aż w końcu znalazły się na różnych poziomach w dzisiejszym położeniu, przybrały formę współkształtną z ostatecznym zarysem dna i powoli pokryte zostały mięszymi pokładami gytii węglanowej.

Wyniki analiz palynologicznych i makroskopowych wskazują, iż okres zatopienia torfów przypada gdzieś na przełom interfazy Alleröd i młodszego dryasu. Od tego właśnie okresu, zaznaczonego bardzo wyraźnie zmianą facji — torfu na typowe osady jeziorne — liczyć należy wiek Jeziora Mikołajskiego i innych, zajmujących pozostałe części rynny mikołajskiej.

Z innych przesłanek przemawiających za taką interpretacją powyższych faktów należy przytoczyć wspomniane uprzednio dwa fakty, związane z charakterem podłoża mineralnego. Jednym z nich jest wysoki stopień podobieństwa utworów, głównie glacialuwalnych, zalegających wokół jeziora i na jego dnie. Przemawiałoby to za ciągłością tych utworów w okresie, gdy ta część z nich, która obecnie znajduje się na dnie jeziora, leżała na powierzchni martwego lodu, wypełniającego rynnę. Drugim takim faktem jest brak na dnie rynny mięszych pokładów dobrze przesegregowanych warstwowanych piasków typu rzecznoego. Wydaje się, iż jest to dość istotny argument świadczący o tym, że nigdy w okresie deglacjacji rynna ta nie pełniła funkcji kolektora, odprowadzającego wody roztopowe na południe — czyli że była w owym czasie całkowicie wypełniona pogrzebanymi bryłami martwego lodu.

Reasumując pragniemy podkreślić raz jeszcze, iż w świetle przeprowadzonych badań wydaje się być najbardziej prawdopodobne, że rynna mikołajska powstała głównie w wyniku egzarycyjnej działalności lodowca, prawdopodobnie w transgresyjnym stadium fazy leszczyńskiej. W okresie deglacjacji natomiast była ona wypełniona martwymi lodami, pogrzebanymi pod płaszczem utworów glacialuwalnych, dzięki czemu

nie została zasypana. W czasie interfazy Alleröd na miejscu dzisiejszego Jeziora Mikołajskiego rozwijały się torfowiska niskie, które następnie, prawdopodobnie przy końcu tego okresu, zostały zatopione wskutek intensywnego wytapiania się owych pogrzebanych lodów, co było właśnie początkiem powstania dzisiejszego Jeziora Mikołajskiego.

Trudno jest określić, jak długo trwało wytapianie się owych martwych lodów. Gross uważa, iż nastąpiło to w końcu okresu preborealnego lub na początku borealnego, a niektórzy badacze litewscy, np. Garunkštis i Stanaitis [29], stwierdzają, że trwało to aż do końca okresu borealnego. Na podstawie głębokości zalegania torfów, a więc amplitudy obniżenia się ich podłoża, liczonej od poziomu dzisiejszego lustra wody, stwierdzić można natomiast, iż miąższość tych martwych lodów dochodziła w granicach Jeziora Mikołajskiego do 40 m, a w jeziorach Tałty i Beldany była prawdopodobnie jeszcze o 10—20 m większa.

ZAGADNIENIE EWOLUCJI JEZIORA W HOLOCENIE

Mówiąc o ewolucji jezior musimy pamiętać, że problem ten ma także różne aspekty, które mogą być rozpatrywane bądź oddzielnie, bądź kompleksowo. Można bowiem badać tylko zachodzące na przestrzeni historii danego zbiornika wahania poziomu wód, powodowane bądź to przez erozję wgłębną jego odpływów, bądź wywołane przyczynami klimatycznymi, powodującymi zmiany intensywności zasilania zbiornika (np. wzmożenie lub zanik przepływu), czy też obu tymi przyczynami łącznie. Następnie zaś związane z tym zmiany wielkości i głębokości zbiornika oraz zmiany zarysu i charakteru jego brzegów.

Możemy również badać zmiany jakościowe i ilościowe, którym na przestrzeni dziejów zbiornika ulegał jego świat roślinny i zwierzęcy — to jest jego ewolucję biologiczną i troficzną. Badania te prowadzić możemy bądź w oderwaniu od wspomnianych powyżej zmian warunków fizyczno-geograficznych środowiska i reżymu zbiornika, bądź też możemy badać całokształt tych zmian kompleksowo i przyczynowo, w ich wzajemnym powiązaniu i uwarunkowaniu.

Poznanie tak kompleksowo rozumianej, geograficzno-biologicznej ewolucji jezior musi w znacznej mierze bazować na możliwie wszechstronnych badaniach ich osadów dennych, których charakter, stratyfikacja, właściwości fizyczno-chemiczne oraz zachowane w nich szczątki roślinne i zwierzęce są według powszechnej opinii najlepszym indykatorem wszelkich zmian, jakim w przeszłości ulegał zbiornik i rozwijające się w nim życie organiczne, a także otaczające go środowisko geograficzne.

Dotychczas najwięcej uwagi poświęcano biologicznej stronie ewolucji jezior, rozpatrywanej na podstawie zmian ich trofii; Thelling [150], Thienemann [151], Naumann [83] i produktywności, Deevey [17], Hut-

chinson [46] i inni. Ostatnio jednak pojawiły się próby bardziej kompleksowego ujmowania tego zagadnienia, Korde [61, 63].

Pojęcie „trofii” z torfowisk na jeziora przeniesione zostało przez Thellinga [150], a następnie rozwinięte przez Thienemanna [151], który sformułował hipotezę, iż w wyniku ewolucji jeziora oligotroficzne przechodzą w eutroficzne, a następnie, po całkowitym wypełnieniu osadami, w torfowiska niskie. Wyróżnił on również nową klasę jezior dystroficznych, które według niego w procesie ewolucji przechodzą bezpośrednio w torfowiska wysokie. Naumann [83] natomiast uważał, że w Szwecji istnieją dwa podstawowe typy ewolucji jezior: pierwszy — w ramach którego bogate w CaCO_3 jeziora alkalitroficzne przechodzą w eutroficzne, a następnie w dystroficzne, i drugi — gdy jeziora eutroficzne występujące na podłożu krystalicznym przechodzą (w zależności od zawartości Fe w wodach zlewni) bądź bezpośrednio w dystroficzne, bądź poprzez stadium „siderotrofii”.

Hipotezy te były później wielokrotnie poddawane krytyce, np. przez Łastoczki [78], w rzeczywistości bowiem drogi rozwoju jezior są w zależności od konkretnych warunków bardzo różnorodne i nie mieszczą się w ramy schematu Thienemanna-Naumanna.

W nieco zmienionym sensie, jako zagadnienie stopniowego wzrostu „produktywności” jezior, wyrażające się wzrostem zawartości substancji organicznej i fosforu w osadach dennych, jest ono nadal przedmiotem dociekań licznych badaczy. I tak np. Hutchinson i Wollack [46] interpretując badania Deeveya [16, 17] i innych przedstawili historię jezior jako proces wykładniczego wzrostu ich produktywności, wyrażany takimże wzrostem zawartości substancji organicznych i fosforu w ich osadach dennych. Do podobnych wniosków skłaniały następnie wyniki badań: Vallentyne'a [160, 161] oraz Vallentyne'a i Swabeya [159].

Jednakże później Pennak [92] na podstawie badań własnych i innych [5, 93], stwierdził, że często zmiany zawartości substancji organicznych w osadach mają charakter przypadkowy i nie wykazują żadnej określonej tendencji oraz że istnieje tylko bardzo słaba zgodność troficznego rozwoju jezior w różnych regionach, przynajmniej jeśli ocenimy ją na podstawie zawartości substancji organicznych w osadach dennych.

W związku z powyższym należy zwrócić uwagę, iż taka interpretacja Hutchinsona i Wollacka wydaje się jednostronna, oparta na rozpatrywaniu ewolucji jezior w oderwaniu od otaczającego je środowiska geograficznego, bądź na założeniu, że jest ono statyczne — niezmienne. Otóż procentowy wzrost udziału substancji organicznych w osadach, mógłby być interpretowany jednoznacznie jako wskaźnik zwiększenia się eutrofizacji czy produktywności jeziora tylko wówczas, gdybyśmy znali bezwzględne masy substancji organicznej i materiałów nieorganicznych odkładające się w jednostce czasu na jednostkę powierzchni dna. Albo gdybyśmy założyli, że intensywność akumulacji w ogóle lub tylko

materiałów nieorganicznych była zawsze niezmienna — *constans*, co oczywiście jest nie do przyjęcia.

Wobec tego „krzywe wykładnicze” mające wyrażać wzrost eutrofizmu czy produktywności jezior mogą wyrażać jedynie zmianę proporcji pomiędzy substancją organiczną i materiałami nieorganicznymi. To znaczy mogą one być interpretowane również jako krzywe, które wyrażają spadek udziału materiałów nieorganicznych w osadach dennych, spowodowany stopniową stabilizacją brzegów, utrwaleniem ich i powierzchni zlewni przez szatę roślinną, co powoduje zmniejszenie erozji i intensywności wypłukiwania cząstek spławialnych z gleby itp.

W przypadku Jeziora Mikołajskiego wzrost zawartości substancji organicznych w osadach od spągu do stropu jest, jak już podkreślano, tak nieznaczny, że trudno byłoby na tej podstawie mówić o jego ewolucji w kierunku wzrostu eutrofizmu, nawet gdybyśmy odrzucili przytoczone powyżej zastrzeżenia co do słuszności takiej interpretacji. Zawartość fosforu także nie może być w tym celu wykorzystywana, gdyż podobnie jak większość pozostałych składników wykazuje względną stałość zawartości w osadach na przestrzeni całej historii jeziora.

Pozostaje więc tylko powtórzyć tezę o względnej stabilności reżymu Jeziora Mikołajskiego na przestrzeni całych jego dziejów. Odnosi się ona także do pozostałych jezior, w których prowadziliśmy badania. Tezę tę potwierdzają bowiem zarówno wyniki analiz zmian chemizmu osadów jak i analiza ich cech zewnętrznych — brak widocznych zmian ich charakteru i przejawów stratyfikacji. Widocznie wszystkie holoceniczne wahania klimatu, powodujące pewne zmiany warunków fizyczno-geograficznych, a przede wszystkim zmiany w składzie szaty roślinnej, zaznaczone wyraźnie w spektrum pyłkowym osadów (ryc. 12), i prawdopodobnie w jakimś stopniu również w gatunkowym oraz ilościowym składzie szczątków flory i fauny jeziornej — zwłaszcza planktonowej, były jednak mimo wszystko zbyt słabe, aby w sposób istotny zachwiać równowagę tego zbiornika i spowodować zmianę charakteru osadów, tak jak to miało miejsce w przypadku jezior Syberii. Sukaczew [136] i Łastoczkin [78] na podstawie zmian charakteru osadów stwierdzili tam bowiem istnienie od trzech do siedmiu wyraźnych etapów ewolucji, na które podzielić można historię tych jezior.

Należy jednak zwrócić uwagę, że jeziora badane przez wymienionych autorów były małe, dość płytkie i zamknięte, podczas gdy Jezioro Mikołajskie jest elementem całego kompleksu zbiorników o znacznych głębokościach i wielkiej masie wód, co zapewnia im względnie dużą stabilność termiczną, a zwłaszcza chemiczną. Ta duża bezwładność termiczna i chemiczna powoduje, że nawet poważne i długotrwałe wahania klimatu mogą się w sposób dostrzegalny nie zaznaczyć w charakterze ich osadów dennych. Wobec tego możliwe jest, że albo wahania klimatu Syberii w holocenie były znacznie większe niż na Pojezierzu Mazurskim, albo

opisane różnice wynikają z nieporównywalności omawianych jezior. Zagadnienie to, być może, będzie można wyjaśnić w przyszłości po przeprowadzeniu odpowiednich badań wybranych niewielkich jezior omawianego regionu.

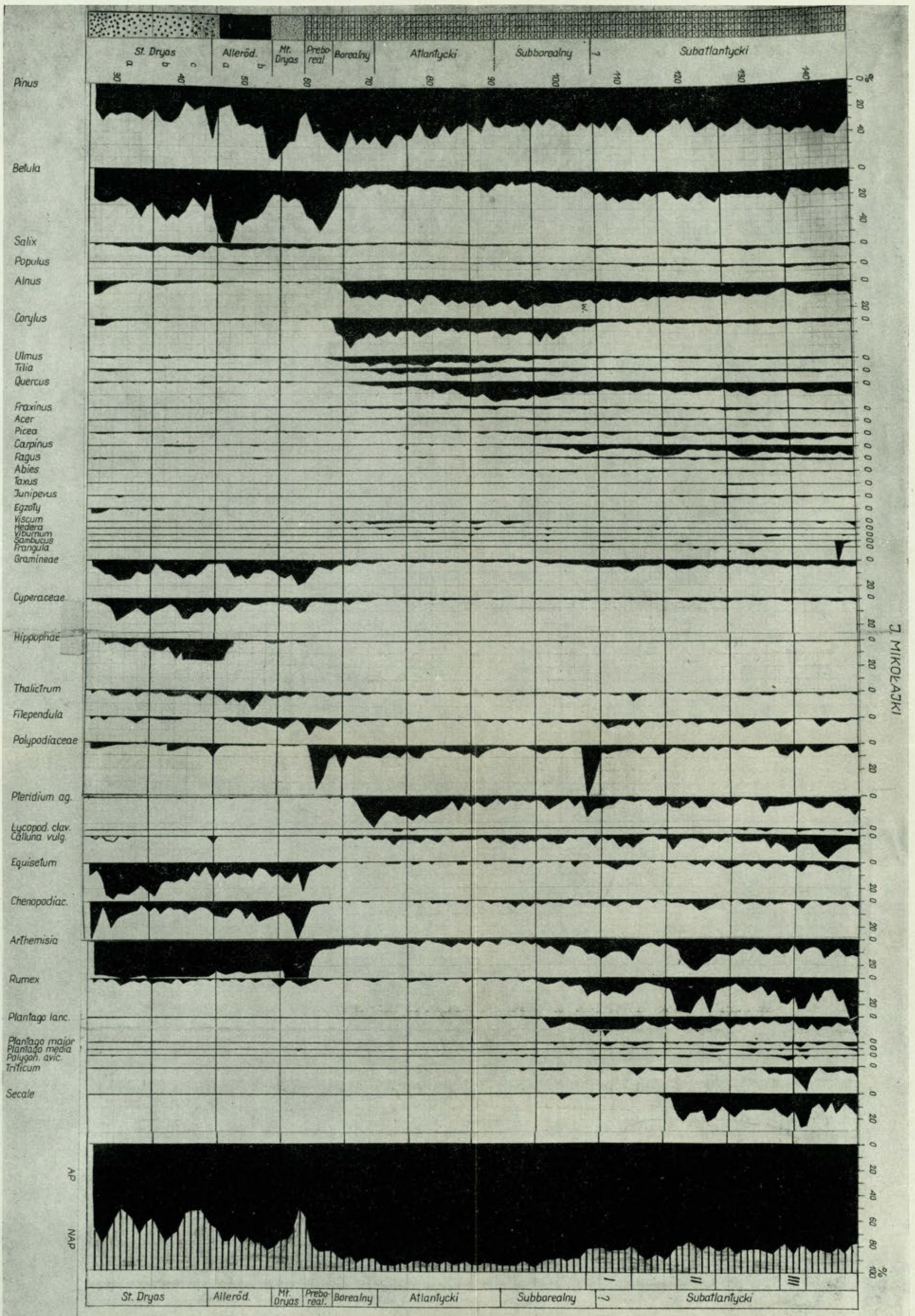
OBECNE STADIUM ROZWOJU I PROCES ZANIKANIA BADANYCH JEZIOR

Jak wiadomo — jeziora są w większości przypadków względnie krótkotrwałym (w sensie geologicznym) elementem środowiska geograficznego. W naszej strefie przyrodniczo-geograficznej na pewnym etapie rozwoju przekształcają się one w torfowiska. W Polsce zagadnieniami zanikania jezior zajmowali się: Galon [26], Churski [13], Kalinowska [54] i inni. Oceny liczby zanikłych jezior, oraz procentowego zmniejszenia się ogólnej powierzchni zajętej przez jeziora dokonywali oni na podstawie analizy map w skali 1 : 25 000, popartej znajomością danego terenu.

Tempo procesu zanikania jezior zależy od bardzo wielu czynników. Głównie od ich wielkości i głębokości, charakteru brzegów, wielkości i charakteru ich zlewni oraz od chemizmu wód zbiornika, jego warunków termicznych, tlenowych i innych, determinujących intensywność rozwoju życia i produkcji substancji organicznej, a także stopień jej rozkładu itp. Wypadkowe wszystkich tych czynników mają dla każdego jeziora inną wartość. W konsekwencji powoduje to, iż część jezior, które powstały — w przybliżeniu — w tym samym okresie czasu, już mniej lub bardziej dawno zanikła, pozostałe natomiast znajdują się obecnie na różnych stadiach rozwoju — rozumianego tutaj tylko jako etap od ich powstania do zaniku.

Ten różny stopień zaawansowania widoczny jest również wyraźnie na przykładzie poszczególnych zbiorników należących do zespołu Wielkich Jezior Mazurskich i przejawia się w niejednakowym stopniu wypełnienia ich mis osadami dennymi. I tak np. Jeziora Warnoły, Łuknajno czy Kirsajty znajdują się już w stadium późnej starości i są niemal całkowicie wypełnione przez osady denne, podczas gdy inne, Mamry, Niegocin, Tałtowisko, Tałty, Beldany i Mikołajskie, znajdują się jeszcze w stadium młodości.

Jeśli chodzi o Jezioro Mikołajskie, to przeprowadzone pomiary i obliczenia, poparte analizą przekrojów i mapy miąższości osadów (ryc. 1, 2), pozwalają na stwierdzenie, że misa jeziora w dzisiejszych granicach i przy obecnym poziomie wody wypełniona jest osadami dennymi w ok. 25%. To jest, o tyle zmniejszyła się jej pierwotna pojemność. Z posiadanych przez autora materiałów wynika, że odpowiednie wartości dla jezior: Beldany, Tałty, Niegocin i Mamry będą prawdopodobnie



J. MIKOŁAJSKI

Ryc. 12. J. Mikołajskie: Diagram palynologiczny złóż dna wykonany przez dr M. Ralską-Jasiewicz (Inst. Botaniki PAN, Kraków)

niewiele niższe — ok. 20%. Natomiast stopień zasypania misy jeziora Śniardwy jest prawdopodobnie nieco większy i wynosi ok. 30—35%. Wspomniane zaś uprzednio jezioro Warnołty, Łaknajno czy Kirsajty są wypełnione osadami w 80—95%.

Jak już podano, maksymalne miąższości osadów dennych w Jeziorze Mikołajskim oceniane szacunkowo, na podstawie analizy przyrostu ich grubości wraz z głębokością, w zależności od wielkości spadków dna, nie przewyższają prawdopodobnie 12—13 m. Z analizy mapy miąższości osadów i przekrojów (ryc. 1, 2) wynika również, że średnia ich miąższość w tym jeziorze, odniesiona do całej powierzchni dna, wynosi poniżej 5 m. Jeśli więc przyjmiemy wiek jeziora na ok. 11 000 lat (określony na podstawie datowania metodą C^{14} torfów występujących w spągu jego osadów), to możemy stwierdzić, że maksymalne tempo przyrostu osadów w miejscach ich największej miąższości wynosi średnio ok. 1 mm rocznie, a średnia odniesiona do całego dna, ok. 0,5 mm rocznie¹. Gdybyśmy wobec tego założyli, że w przyszłości warunki fizyczno-geograficzne środowiska nie ulegną poważnej zmianie, więc i tempo akumulacji osadów będzie podobne, moglibyśmy stwierdzić, że Jezioro Mikołajskie ma przed sobą jeszcze co najmniej 30 000 lat egzystencji.

Dużo trudniej jest natomiast mówić o intensywności akumulacji osadów dennych w Jeziorze Mikołajskim w poszczególnych okresach holocenu. Z jednej strony bowiem, jak wiadomo, nie ma dotychczas uzgodnionych poglądów co do długości trwania tych okresów — istnieje szereg podziałów, a różnice między nimi są bardzo poważne. Dla przykładu podamy (vide poniższa tabelka), że różnice pomiędzy wartościami podawanymi przez Wiggersa [173] oraz Birkenmajera i Środonia [6] w przypadku okresów borealnego i atlantyckiego sięgają niebagatelnej liczby tysiąca lat.

Z drugiej zaś strony Ralska-Jasiewicz [108] w pracy swej z naciskiem podkreśla, iż wyznaczenie granicy pomiędzy okresami atlantyckim i subborealnym, na podstawie wyników analizy palynologicznej osadów, napotyka poważne trudności, a określenie jej między subborealnym i subatlantyckim jest jeszcze trudniejsze i niepewne. Autor może jedynie nadmienić, że ani wyniki analiz chemicznych, ani zewnętrzne cechy osadów (brak jakichkolwiek charakterystycznych różnic) nie mogą tu w niczym pomóc. Jeśli do tego dodamy wszystkie wysunięte uprzednio (por. cz. II, rozdz. 3) zastrzeżenia odnośnie przypadkowego najczęściej obrazu, jaki daje podział stratygraficzny jednego profilu, to stanie się jasne, że na obecnym etapie badań — ocena intensywności akumulacji

¹ Interesujący jest fakt, że już po napisaniu tej pracy Livingstone (74) opublikował wyniki badań ponad 10 m rdzenia osadów (wydobytego z głębokości 440 m) z jeziora Tanganika i stwierdził na podstawie datowania metodą C^{14} , że średnie tempo akumulacji osadów wynosiło tam w ciągu ostatnich 22 000 lat także ok. 0,49 mm rocznie.

osadów w poszczególnych okresach holocenu może mieć jedynie charakter bardzo grubego szacunku i nawet jako taka musi być przyjmowana z dużą ostrożnością.

Poniżej przytaczamy próbę takiej oceny, przyjmując miąższości osadów dennych nagromadzone w poszczególnych okresach holocenu, według podziału stratygraficznego dokonanego przez Ralską-Jasiewicz [108], a czas trwania tych okresów za Wiggersem [173] oraz Birkenmajerem i Środoniem [6].

| Okresy | Czas trwania w latach | | Osady w m | Sred. przyrost roczny w mm | |
|---------------|-----------------------|-------------------------|-----------|----------------------------|--------------------|
| | Wiggers 1961 | Birkenmajer Środoń 1960 | | Wiggers | Birkenmajer Środoń |
| Subatlantycki | 2700 | 2700 | 2,00 | 0,75 | 0,75 |
| Subborealny | 2250 | 1800 | 0,75 | 0,30 | 0,40 |
| Atlantycki | 2500 | 1500 | 1,0 | 0,40 | 0,70 |
| Borealny | 2000 | 3000 | 0,4 | 0,2 | 0,13 |
| Preborealny | 600 | 1000 | 0,2 | 0,3 | 0.20 |
| Młodszy dryas | | | 0,2 | | |

Jak było do przewidzenia, otrzymane wartości są różne dla skali czasowych Wiggersa i Birkenmajera-Środonia. Natomiast zróżnicowanie intensywności akumulacji w obrębie każdej z nich świadczyłoby, że w tym przypadku (konkretnym miejscu Jeziora Mikołajskiego) była ona niższa w okresie preborealnym, a zwłaszcza borealnym, po czym w atlantyckim nastąpił wzrost, w subborealnym ponowny lekki spadek i powtórny znaczny wzrost w okresie subatlantyckim. Należy jednak podkreślić, że analizowany rdzeń pochodzi ze stoku głęboczka, wobec tego zgodnie z poprzednimi wywodami (vide cz. II, rozdz. 3) w miarę wypełniania się tego głęboczka i zmniejszania spadku jego stoku, intensywność akumulacji w danym punkcie powinna wzrastać, nawet w przypadku, gdy faktycznie pozostała niezmienna.

Przeprowadzone badania, w szczególności analiza prawidłowości wzrostu miąższości osadów ze wzrostem głębokości w zależności od wielkości spadków dna oraz wykonana na ich podstawie mapa miąższości osadów i przekroje (ryc. 1, 2) pozwoliły również na podjęcie próby szkicowego odtworzenia pierwotnej „odkrytej” powierzchni dna jeziora (ryc. 3), to jest wykonanie „planu batymetrycznego” z pominięciem osadów dennych. Plan ten wykonany został w cięciu 5 m, gdyż na większą dokładność nie pozwalały posiadane materiały. Z porównania z normalnym planem batymetrycznym (ryc. 2) widzimy znaczne różnice w przebiegu izobat, zwłaszcza poniżej 15 m głębokości, oraz pojawienie się w jeziorze szeregu punktów o głębokościach rzędu 40 m. Porównanie

tych dwóch planów (ryc. 2, 3) uwidacznia również zaawansowany stopień wyrównywania powierzchni dna.

W zakończeniu należy jeszcze zwrócić uwagę na fakt, że często, głównie w podręcznikach geografii czy hydrobiologii, np. Ziernow [177] i inni, podają rysunkowe schematy (u Ziernowa ryc. 32 A, na str. 52), z których wynika, iż jeziora zanikają stopniowo od strony lądu, głównie w następstwie wypełniania ich mis szczątkami makrofitów. Według tych szkiców miąższość osadów dennych jest największa w strefie litoralnej i na skłonach mis jeziornych.

W rzeczywistości sytuacja taka jest możliwa jedynie w małych, zasłoniętych lub leśnych zatorfionych jeziorach, na których tworzą się także spławiny, przyspieszające koncentryczny zanik tych jezior, od brzegu ku środkowi. W przypadku natomiast jezior większych, wystawionych na działanie wiatru, wypełnianie mis następuje przez stopniowe zasypywanie ich najgłębszych środkowych części. W strefie litoralnej i na skłonach mis akumulacja osadów typu gytii, praktycznie nie zachodzi (ryc. 1, 2), ponieważ szczątki makrofitów, które niemal zawsze rosną bezpośrednio na podłożu mineralnym, i cały pozostały materiał organiczny zostaje w wyniku dobrego natlenienia i mieszania przez fale prawie w całości rozłożony. Nierozłożona reszta i skorupki mięczaków są przez ruchy wody, wywołane falowaniem, wynoszone w głąb jeziora, względnie pod działaniem grawitacji spełzają w dół, po skłonach mis. W jeziorach takich musi więc nastąpić najpierw całkowite zasypanie misy do poziomu 4—6 m, aby na dnie mogła rozwinąć się roślinność miękka, i do około 2 m, aby mogły wkrazać w głąb jeziora makrofity strefy przybrzeżnej — trzcina, pałka wodna i inne, które następnie, względnie szybko, kładą kres istnieniu zbiornika.

LITERATURA

- [1] Afanasiew G. D., Donnyje otłożenija oziera Sewan (Gokcza). Sbornik — Bassejn oziera Sewan. T. 3, 1933, z. 2.
- [2] Allgeser R. J., Peterson W. H., Juday C. Availability of carbon in certain aquatic materials under aerobic conditions of fermentation. *Rev. Ges. Hydrobiol. Hydrogr.* T. 30, 1934.
- [3] Ałabyszew W. W. Zonalnost oziernych otłożenij. *Izw. Sapropeliewowo Komitieta. Izd. AN, SSSR.* 1932, z. 6.
- [4] Bartosz T. D. O stratigraficzeskoj priuroczennosti i paleogeograficzeskich usłowijach nakoplenija gołocenowych izwiestkowych otłożenij. *Mat. po izucz. priesnowodnych izwiestkowych otłożenij.* Ryga 1959.
- [5] Berg K., Petersen J. C. Studies on the humic acid lake Glibs. *Fol. Limnol. Scandinavica.* T. 8, 1956.
- [6] Birkenmajer K., Środoń A. Interstadial Oryniacki w Karpatach. *Biul. FIG.* Nr 150, 1960.
- [7] Bradley W. H. The varves and climate of the Green River. *Rep. US. Geol. Surv. Prof. Paper.* Nr 158 E, 1929.
- [8] Bradley W. H. Non Glacial Marine Varves. *Am. Journ. Sci. ser. 5.* T. 22, 1961.
- [9] Bülow K. v. Allgemeine Moorgeologie Einführung in das Gesamtgebiet der Moorkunde. *Handb. der Moorkunde.* T. 9, 1929, z. 1.
- [10] Cleve-Euler A. Die Diatomen als quartergeologische Indicatoren. *Geol. Foren. i Stockholm Forth.* T. 66, 1944, z. 3.
- [11] Cognier P. S. The contribution of diatoms to the sediments of Lake Vilas — Country Wisconsin. *Am. Journ. Sci.* T. 237, nr 5, 1939.
- [12] Coit G. E., Collet L. W. Nouvelles recherches sur la Sedimentations dans le lac de Genève. *Congr. Inter. de Géographie Cairo. Compte rendu.* 1925.
- [13] Churski Z. Role of morphogenetic agents in the dissapearing of lake basins, on selected examples. *Abstracts of Papers VIth. INQUA Congr. Poland* 1958.
- [14] Czeczuga B. Osady denne jezior Rajgrodzkich. *IV Zjazd Hydrobiol. Polskich w Krakowie. Streszcz. Ref.* 1958.
- [15] Daniłans I. J. Usłowija gołocenowowo priesnowodnowo karbonatoobrazowanija na teritorii Łatwii. *Mat. po izucz. priesnowodnych izwiestkowych otłożenij.* Ryga. 1959.
- [16] Deevey E. S. Studies on Conneticut Lake Sediments. I. A. Postglacial Climatic chronology for southern New England. *Am. Journ. Sci.* T. 237, nr 10, 1939.
- [17] Deevey E. S. The biostratonomy at Linsley Pond. *Am. Journ. Sc.* T. 240, 1942.
- [18] Deksbach N. K. O terminologii iłowych otłożenij i nieobchodimosti pri-mienienija obszczebiologiczeskich danych pri ich charakteristike i klassifikacji. *Trudy Swierdłowskowo Siel-Choz. Inst.* T. 10, 1962.

- [19] Diatomowyj analiz. Pod red. Proszkiny-Ławrenko. T. 1 i 2 wyd. 1949, t. 3 — 1950.
- [20] Dokumentacja geograficzna. Z badań Stacji Naukowej IG. PAN w Mikołajkach. Pod red. J. Kondrackiego. 1961, z. 2.
- [21] Дзэнс-Літовскі А. І. Paleogeografічэская стратіфікацыя донных ато́жэнíх і торфянікоў ЗСРР. Труды Лабараторыі Озёрводіенíа. 1957. Т. 5. Ленинград.
- [22] Forel F. Le Leman. T. 1. Lousanne 1892.
- [23] Frey G. The ecological significance of cladoceran remains in lake sediments. Ecology T. 41, 1960, nr 4.
- [24] Frey G. Remains of animals in Quarternary Lakes and their Interpretation. Arch. f. Hydrobiol. T. 60, 1964, z. 2.
- [25] Galon R. Podział Polski Północnej na krainy naturalne. Czas. geogr. T. 18, 1948.
- [26] Galon R. Wstępne wiadomości o zanikaniu jezior w Polsce. Przegl. geogr. T. 26, 1954, z. 2.
- [27] Gams H. Übersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. Naturwiss. Wochensch. T. 36, 1921.
- [28] Garunkštis A. K woprosu o kłassifikacjí oziernych osadkow izwiestnych w oziarach Litowskoj SSR. Naucz. Sobszcz. Inst. Geol. i Geogr. AN. Lit. SSR. T. 6, 1958.
- [29] Garunkštis A., Stanaitis A. Razwítíje oziера Velivajame w poźnielednikowom i w naczale poslelednikowowo perioda. Trudy Inst. Geol. i Geogr. Lit. AN. T. 9, 1959.
- [30] Gilzen K. K. Materiały po issledowaníju prudow Nikolskowo rybowodskowo zawoda. Izw. Nikol. Rybowod. Zawoda nr 13, 1911.
- [31] Gilzen K. K. Materiały po isledowaníju grunta oziера Głubokowo. Trudy Gidrobiol. Stancji na Głubokom Oziere. T. 6 1925, z. 2—3.
- [32] Götzinger G. Die Sedimentierung der Lünzerseen. Vehr. Kais-Kön. Geol. Reichsamt. T. 8, 1911.
- [33] Götzinger G. Geomorphologie der Lünzerseen und ihres Gebietes. Inter. Rev. Ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. Supplement I, 1912, z. 2.
- [34] Goulden C. E. The history of the Cladoceran Fauna of Esthwaite Water (England) and its limnological significance. Arch. f. Hydrobiol. T. 61, Stuttgart, Februar 1964, z. 1.
- [35] Griczuk W. P. Strukturno-litologiczeskije typy íłow i niekatoryje zakonomiernosti ich geograficzeskowo rasprostranieníа. Trudy Inst. Geogr. AN SSSR. T. 48, 1949, z. 2.
- [36] Gross H. Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiete. Beich. zum. Bot. Zbl. T. 57, ser. B, 1937, z. 1—2.
- [37] Gross H. Über einige strittige Fragen der Späteiszeitforschung. Praehistorische Zts. T. 30—31, 1940.
- [38] Grosse-Brauckmann G. Zur terminologie organogener Sedimente. Geol. Jb. T. 79, Hannover 1962.
- [39] Gudelis W., Kabailene M. Allerödskij i doallerödskij perioda w Litwie w swietie palinologiczeskich issledowaníj otożéníх бо́łота Nopaicio. Trudy Inst. Geol. i Geogr. AN Lit. SSR. T. 6, 1958.
- [40] Guide Book of Excursion — D. North-East Poland. VI-th. Congr. INQUA. Poland. 1961.
- [41] Hansen K. The term Gyttja and Dy. Hydrobiologia. Acta Hydrobiol. Hydrogr. et. Protistologica. T. 13, 1959, nr 4.
- [42] Hansen K. Lake types and lake sediments. Verh. Intern. Verein. Limnol. T. 14, Stuttgart 1961.

- [43] Heim A. Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersee. Vierteljahrsschrift Naturforsch. Ges. Zürich. T. 45, 1900.
- [44] Holl K. Über den *Sapropel*-Begriff. Arch. f. Hydrobiol. T. 23, 1932, z. 4.
- [45] Hummel K. Über Sedimentbildung im Bodensee. Geol. Arch. T. 2, 1923, z. 1.
- [46] Hutchinson G. E., Wollack A. Studies on Connecticut Lake Sediments. II. Chemical analyses from Linsley Pond, North Bradford. Am. Journ. Sci. Nr 238, 1940.
- [47] Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology T. I, N. York 1957.
- [48] Isaczenko B. Z. O biogennom obrazowanii karbonata kalcija. Mikrobiologija. T. 17, 1948, z. 2.
- [49] Iwanow Ł. A. Nabliudenija nad wodnoj rastitielnostiju oziernoj oblasti. Trudy Presnowodn. Biol. Stancji S-Petersburgskowo Obszcz. Jestiestwoznania. T. 1, 1901.
- [50] Johnston W. A. Sedimentation in Lake Louise. Alberta-Canada. Am. Journ. Sci. ser. 5. T. 4, 1922, z. 23.
- [51] Johnston J., Williamson E. D. The role of organic agencies in the deposition of calcium carbonate. Journ. of Geol. T. 24, 1916.
- [52] Joukowsky E., Buffle J. Le Lac Geneve. Constitutions des Sediments. Mem. Soc. Phys. Nat. Geneve. T. 41, 1937, z. 4.
- [53] Kabailene M. Diatomowaja flora gołocenowych otłozenij nieskolkich ozier basseina riei Resze. AN. Lit. SSR. Otdielnyje Geogr. Naucz. Soobszcz. (Oziero i bołotowiedienije). T. 15, 1963.
- [54] Kalinowska K. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. Przegl. geogr. T. 33, 1961, z. 3.
- [55] Kindle E. M. The Bottom deposits of Lake Ontario. Transact. Roy. Soc. Canada. Ser. 3. T. 19, 1925, z. 4.
- [56] Kolbe R. W. Grundlinien einer allgemeinen Ökologie der Diatomeen. Ergebnisse der. Biol. T. 8, 1932.
- [57] Kondracki J. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biul. PIG. Nr 65. Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 1, 1952.
- [58] Kondracki J., Mikulski Z. Hydrografia dorzecza Krutyni. IG PAN. Prace geogr. 1958.
- [59] Kondracki J. Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. Geogr. w szkole. 1960, nr 5.
- [60] Konszin W. D. Chemostratifikacja sapropeliej niektórych ozier Sredniewo Urała. Trudy Laborat. Saprop. Otłozenij. 1949, z. 3.
- [61] Korde N. W. O nomenklature i tipologii sapropeliewych otłozenij. Trudy Łab. Saprop. Otłozenij. T. 6, 1956.
- [62] Korde N. W. Ob usłowijach obrazowanija izwiestkowistych otłozenij ozier i bołot. Trudy Inst. Lesa An SSSR. T. 37, 1958.
- [63] Korde N. W. Biostratifikacija i typologija russkich sapropeliej. Moskwa 1960.
- [64] Korolec H. Zmiany zasięgu i wahania poziomu wody J. Mikołajskiego oraz skala procesów brzegowych w świetle badań geologicznych. Praca doktorska — mpis.
- [65] Krejci-Graf K. Zur Bildung bituminöser Sedimente. Erdöl-Muttersubstanz. Schrift. aus d. Gebiet. d. Brennstof.-Geol. 1935, z. 10.
- [66] Kudriaszow W. W. Osnownyje momenty istorii Kosinskich ozier. Trudy Biol. Stancji w Kosinie. T. 1, 1924, z. 1.
- [67] Kuzniecowa S. I. Osnownyje puti obrazowanija osadkow karbonatow kalcija w presnych wodojomach i roll mikroorganizmow w etom processie. Trudy Inst. Mikrobiologii AN SSSR. T. 5, 1958.

- [68] Kuźniecowa S. I. Osnowyje rezultaty i zadaczi dalniejszewo izuczenija geologiczeskoj diejatielnosti mikroorganizmow. Sbornik — Mikrobiologija za 40 let. Izd. AN. SSSR.
- [69] Lamke K. Physikalische Eignung deutscher limnischer und mariner Schlamme und Schlicke für Heilzwecke. Geologie der Meere und Binnengewässer. T. 3, 1939.
- [70] Lauterborn R. Die sapropelische Lebewelt. Zool. Anz. T. 24. 1901.
- [71] Lenz F. Quellkreide im Plöner See. Verh. Intern. Verein. theor. angew. Limnol. T. 2, 1924.
- [72] Lityński A. Próba klasyfikacji biologicznej jezior Suwalszczyzny na zasadzie zooplanktonu. Spraw. Stacji Hydrobiol. na Wigrach. T. 1, 1925.
- [73] Lityński A. Hydrobiologia ogólna. (rozd. 9). Warszawa 1931.
- [74] Livingstone D. A. Sedimentation and the history of water level change in Lake Tanganyika. Limnol. and Oceanogr. T. 1, 1965, z. 4.
- [75] Lundquist G. Methoden zur Untersuchung der Entwicklungsgeschichte der Seen. Handb. Biol. Arbeitsmeth. Abt. 9. T. 21. 1925, z. 2.
- [76] Lundquist G. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Die Binnengewässer. Nr 2, Stuttgart 1927.
- [77] Lundquist G. Sjösediment fran Gotland. Sverige Geol. Unders. Arsb. T. 34. Stockholm 1940.
- [78] Łastoczkin D. A. Oczerki po paleolimnologii Sredniewo Urała. Trudy Laboratorii Saprop. Otłożenij. 1949, z. 3.
- [79] Majdanowski S. Jeziora Polski. Przegl. geogr. T. 26, 1954, z. 2.
- [80] Minder L. Über biogene Entkaltung im Zürich See. Verh. Intern. Ver. Theor. angew. Limnol. T. 1, 1923.
- [81] Mołczanow I. W. K mietodike izuczenija ozier kak miestorożdienij sapropelitow. Trudy Wsiesojuzn. Sjezda Gidrologow. Cz. 2. 1929.
- [82] Nadson G. A. Beitrag zur Kenntnis der bakteriogenen Kalkablagerungen. Arch. f. Hydrobiol. T. 19, 1928, z. 1.
- [83] Naumann E. Om profilloading i gyttieoch dyavlagringe. Sver. Geol. Unders. ser. C. T. 10, 1916, z. 5.
- [84] Naumann E. Einige Hauptprobleme der modernen Limnologie. III. Bodenprobleme. Handb. Biol. Arbeitsmeth. Abt. 9. T. 2, 1925, z. 3.
- [85] Naumann E. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Die Binnengewässer. T. 9, Stuttgart 1930.
- [86] Nejsztadt M. I. K istorii razwitija ozier w poslelednikowoje wremia. Poczwowiedzienije. Nr 2, 1936.
- [87] Nejsztadt M. I. O niekotorych woprosach izuczenija oziernych otłożenij (na primiere oziera Somino). Sbornik k 75-letiju Akad. W. N. Sukaczewa, 1956.
- [88] Nipkow F. Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsätzen im Zurich See. Rev. Hydrol. T. 1920, z. 3—4.
- [89] Nipkow F. Über das Verhalten der Skelette planktonischer Kieselalgen im geschichteten Tiefenschlamm des Zürich und Baldegersees. Zts. f. Hydrol. T. 4, 1928, z. 1—2.
- [90] Ohle W. Chemische und physikalische Charakteristik einiger Teiche des Militsch-Trachenberger Grenzkreises. Zeitschrift für Fischerei. T. 33, 1935, z. 4.
- [91] Olszewski P., Paschalski J. Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie (Katedra Limnologii), 1959, z. 4.
- [92] Pennak R. W. Ecological and radiocarbon corelations in some Colorado mountain lake and bog deposits. Ecology. T. 44, 1963, z. 1.

- [93] Pennington W. Lake sediments: the bottom deposits of the North Basin of Windermere with special reference to the diatom succession. *New Phytologist*. T. 42, 1943.
- [94] Pia J. Die rezenten Kalksteine. *Zs. f. Kristallogr. Mineral. und Petrographie*. Abt. B, 1923.
- [95] Perfiliew B. W. K metodike izuczenija ilowych otłożenij. *Trudy Biol. Stancji w Borodino*. T. 5, 1927.
- [96] Perfiliew B. W. Izuczenije zailenija wodojomow i absoljutnaja geochronologija. *Izw. Wsiesojuzn. Geogr. Obszcz.* 1952, z. 4.
- [97] Pierwolf J. W. Ily i usłowija ich obrazowanija w solianych ozierach Krima. *Trudy. Łab. Ozierowiedienija*. T. 2. 1953.
- [98] Pietkiewicz S. Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. *Czas. geogr.* T. 18, 1948.
- [99] Poreckij W. C., Zuze A. P., Szeszczukowa W. S. Diatomowyje Kolskowo polustrowa w swiazi s mikroskopieczeskim strojeniem Kolskich Diatomitow. *Trudy Inst. Geomorfol. AN SSSR*. 1934, z. 8.
- [100] Portner C. La formation du sédiment calcaire du lac de Neuchatel. *Rev. Suisse de Hydrologie*. T. 13, 1951.
- [101] Post v. H. Studier öfer Nutidens koprogene Jordbildningar Gyttia, Torf, Mylla. *Kgl. Svenska Vetenskabs. Akad. Handlinger*. 4. 1862.
- [102] Post L., Granlund E. Södra Sveriges torvtillgångar. I. Sverige. *Geol. Unders. Arsb.* 19. 1926.
- [103] Potonie H. Über Faulschlamm (sapropel). *Sitz-Ber. naturf. Freunde*. Berlin 1904.
- [104] Potonie H. Klassifikation und terminologie der rezenten brennbaren Biolite und ihrer Lagerstätten. Berlin 1906.
- [105] Potonie H. Die rezenten Kaustobiolite und ihre Lagerstätten. I. Die Sapropelite, II. Die Humus Bildungen, III. Die Humus Bildungen und ihre Liptobiolite. *Köngl. Preus. Geol. Landesanst. NF. 55*. T. 15, Berlin 1908—1912.
- [106] Potonie R. Die Nomenklatur der Unterwässer-Ablagerungen unter besonderer Berücksichtigung derjenigen vorwiegend organischer Natur. *Jb. Preuss. Geol. L-A.* 58, Berlin 1938.
- [107] Proszkina-Lawrienko A. I. Diatomowyje wodorosli kak pakazatieli solionnosti wody. *Diatomowyj Sbornik*. Izd. LGU. Leningrad. 1953.
- [108] Ralska-Jasiewicz M. Osady denne J. Mikołajskiego w świetle badań paleobotanicznych. *Praca doktorska (w druku)*.
- [109] Ramann E. Die von Postschen Arbeiten über Schlamm, Moor, Torf und Humus. *Landwissenschaft. Jb.* T. 17, 1906.
- [110] Reissinger A. Quantitative Untersuchungen über den Schlammabsatz im Alpsee dem Niedersonthofener-see und dem Starnberger-see. *Arch. f. Hydrobiol.* T. 24, 1932.
- [111] Romieux J. Les carbonates dans les sediments du lac de Geneve. *Arch. Sci. phys. nat.* 5^e per. 12, 1930.
- [112] Rossolimo Ł. Ł. Materiały k izuczeniju sedimentacji oziernych otłożenij. *Trudy Limnoł. Stancji w Kosino*. 1037, z. 21.
- [113] Rossolimo Ł. Ł. Osnowy tipizacji ozier i limnologiczeskowo rajonirowanija. *Sbornik. Nakoplenije wieszczestwa w ozierach*. Moskwa 1964.
- [114] Rozenberg Ł. A. Fiziko-chimiczeskije usłowija bakterjalnowo osażdienija kalcija. *Mikrobiologija*. T. 19, 1950, z. 5. AN, ZSRR.
- [115] Rühle E. Jezioro Hańcza na Pojezierzu Suwalskim. *Wiad. Służby Geogr. WP.* 1932, z. 4.
- [116] Rühle E. 1962. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie J. Swiataż. *Biul. PIG.* nr 169, 1962.

- [117] Rust, Gripp, Schutrumpf. Das alsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiedorf. Neumünster. 1937.
- [118] Sapropeli grupy tiumenskich ozier i ich leczebnyje swojstwa. AN, ZSRR.
- [119] Sapropeli i ich ispołzowanije. Inst. Torfa. AN. BSRR. Mińsk.
- [120] Sawickas I. Niekotoryje itogi issledowanija presnowodnych izwiestkowych otłożenij w Łatwijskoj SSR. Mat. po izucz. izwiestkowych otłożenij. Ryga 1959.
- [121] Scott W., Miner D. Sedimentation in Winona Lake and Tippecance Lake. Kościuszko country, Indiana. Proc. Indiana Ac. Sci. T. 45. 1936.
- [122] Seibutis A. Sudnikaviczene F. K woprosu ob obrazowanii pod-sapropeliowych prosłojek torfa w bołotach Litwy. Trudy AN, Lit. SSR. ser. B, I (17), 1959.
- [123] Seibutis A. The undersapropelic peat interlayers and their paleographical significance. Coll. Acta Geogr. Lithuanica. 1960.
- [124] Seibutis A. O stratigraficzieskom znaczenii dwuchsłojnych torfjanistych podsapropeliowych obrazowanii. Trudy AN Lit. SSR, ser. B, 3(30).
- [125] Siemienowicz N. J. Limnologiczeskije usłowija nakoplenija żelazistych osadkow w ozierach. Łab. Ozierowiedienija. T. 6, 1958.
- [126] Sołowiew M. M., Biełogolowaja Ł. A. Osnownyje typy oziernych i bołotnych sapropeliowych otłożenij rajona oziera Seliger. Trudy Saprop. Inst. T. I., 1934.
- [127] Stahl J. B. The developmental history of the chironomid and chaoborid faunas of Myers Lake. Invest. Indiana Lakes and Streams, 1959.
- [128] Stalberg N. Nagra undersökningar over Vaterngyttia beskaffenhet. Geol. Foren. Forhandl. T. 46, 1924, z. 1—2.
- [129] Stangenberg M. Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. Inst. Bad. Lasów Państw. ser. A. Nr 31, 1938.
- [130] Stangenberg M. Jezioro Charzykowo. Cz. I. Inst. Bad. Leśnictwa. (Prace badawcze). Warszawa 1950
- [131] Stangenberg M., Zemoytel-Kolanko K., Solski A., Stangenberg K. Osady jeziorne w Zuchowie k/Karnkowa. Biul. PIG, nr 118, 1957.
- [132] Stasiakowa J. Historia Jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. IG PAN. Prace geogr., nr 42, 1963.
- [133] Strachow N. M. Ob istinnoj roli bakterii w obrazowanii karbonatnych porod. Izw. An SSSR, ser. Geol., nr 3, 1948.
- [134] Strachow N. M. i inni. Obrazowanije osadkow w sowremiennych wodojomach. Moskwa 1954.
- [135] Sukaczew W. N. O pogranicznom gorizonte torfiannikow w swjazi s woprosom o kolebanii klimata w posleednikowoje wremia. Poczwowiedienije. T. 16, 1914, z. 1—2.
- [136] Sukaczew W. N., Popławszkaja T. I. Oczerk istorii ozier i rastitelnosti Srednewo Urała w tieczenije gołocena, po dannym izuczzenija sapropeliowych otłożenij. Biuł. Komm. po izucz. Czetwiert. Perioda. T. I, 1946, Nr 8.
- [137] Sulija K. Primienienije radiouglerodnowo mietoda dla celiej stratigrafii i absolutnoj gielochronologii czetwierticznych otłożenij. Geogr. Jeżegodnik. T. 5, Vilnius 1962.
- [138] Synowiec A. Über die zahlnemässige Bestimmung von Wind- und Relief-einfluss auf einen See. Verh. int. Ver. Limnol. T. 14, 1961.
- [139] Synowiec A. Termika Jeziora Mikołajskiego a jego warunki fizyczno-geograficzne. Studium stateczności pionowej. Praca doktorska (mpis).

- [140] Szeszczukowa W. S. Istorija wodojomow Zauralija na osnovie izuczenia ich Diatomowej flory. Cz. I. Trudy Łab. Saprop. Otłozenij., Cz. II. Uczyenija Zapiski LGU. Nr 191, 1951, z. 40.
- [141] Sznitnikow A. W. Oziera Zapadnoj Sibirii i Siewiernowo Kazachstana i mnogowiekowaja izmieniowost uwlaźniennosti stepiej. Trudy Łab. Ozirowiedienija AN. SSSR. T. 5, 1957.
- [142] Sznitnikow A. W. Wnutriennyje kolebanija urownija ozier Pribaltiki w swiazi s izmieniowostiju niekatorych drugich komponentow geograficzeskoj sredy. Trudy VII Naucz. Konfier. po Izucz. Wnutriennych Wod Pribaltiki. Pietrozawodsk, 1959.
- [143] Szostak M. Charakterystyka morfologiczna i hydrograficzna południowej części rynny Mikołajskiej. Dokum. geogr. 1961, z. 2.
- [144] Szostak M. Charakterystyka morfologiczna i hydrografia Jeziora Śniardwy. Praca doktorska (w druku).
- [145] Szostakowicz W. B. Iłowyje otłozenija ozier i periodiczeskije kolebanija w jawlenijach prirody. Zapiski Gos. Hidrolog. Inst. T. 13, 1934.
- [146] Szturm Ł. D. Oziera Zauralia i ich ilowyje otłozenija. Trudy Łab. Genezisa Saprop. 1939, z. 1.
- [147] Tadajewski A. Osady Jeziora Druzno jako siedlisko fauny dennej. Ekologia Polska, ser. A. T. 4, 1956, z. 9.
- [148] Tanfiliew G. J. Nieskolko danych o strojenii podmoskowskich torfjanikow. Ziemiowiedienije. T. 7, 1900, z. 1—2.
- [149] Taysch L. Osady jeziorne i podtorfowe, ich klasyfikacja i znaczenie praktyczne. Prace Inst. Torfowego. T. 2, 1952, z. 1.
- [150] Thelling E. En Kaledonisk fytoplankton-formation. Svensk. Bot. Tidskr. T. 10, 1916.
- [151] Thienemann A. 1922. Biologische Seetypen. Arch. f. Hydrobiol. T. 13, 1922.
- [152] Tidelsky F. Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen in Becken der Kuppigen grundmorenen Landschaft Schleswig-Holsteins. Arch. f. Hydrobiol. T. 20, 1929.
- [153] Titow J. M. O chemiczeskom sostawie zoły Uralskich sapropeliej i k woprosu ob obrazowanii izwiestkowistych sapropeliej. Trudy Łab. Saprop. Otłozenij. 1949, z. 3.
- [154] Titow J. M. Chemiczeskaja charakteristika presnowodnych sapropeliej i woprosy ich klassifikacji. Trudy Swierdłowskowo Siel-Choz. Inst. T. 10, 1962.
- [155] Troels-Smith J. Characterization of unconsolidated Sediments. Danm. Geol. Unders. IV Re. 3, nr 10, Kobenhavn 1957.
- [156] Twenhofel W. H. Principles of Sedimentation. N. York 1950.
- [157] Ussing N. V. Om Jyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dannelse Overs k danske. Vid. Selsk. Forh. 1903.
- [158] Van Hook A. The rate of adjusment of Calcium Bicarbonate solutions. Journ. of. Geol. T. 45, 1937.
- [159] Vallentyne J. R. Swabey Y. S. A reinvestigation of the history of Lover Linsley Pond. Conneticut. Am. Journ. Sci. Nr 253, 1955.
- [160] Vallentyne J. R. Epiphasic carotenoids in postglacial lake sediments. Limnol. and Oceanogr. T. 1, 1956, z. 1.
- [161] Vallentyne J. R. Carotenoids in a 20 000 year old sediments from Searles Lake. California. Arch. Biochem, and Biophys. T. 70, 1957.
- [162] Waksman S. On the distribution of organic matter in the sea bottom and origin of marine humus. Soil. Sci. T. 36. N-Brunsvik 1933.

- [163] Wasmund E. Lacustrine Unterwässerboden im Handbuch Bodenlehre. T. 5, Springer Berlin 1930.
- [164] Wasmund E. Sedimentationgeschichte des Grossen Jasmunder Bodens. Geol. der Meere und Binnengewässer. T. 3, 1939.
- [165] Weber C. A. Über Torf, Humus und Moor Versuch einer Begriffbestimmung mit Rücksicht auf die Kartierung und die Statistik der Moore. Abh. Naturwiss. Verein. T. 17, Bremen 1903.
- [166] Werth E. Fjorde, Fjaerde und Fjörden. Zs. f. Gletscherk. T. 3. 19, 1909.
- [167] Wesenberg-Lund C. Studier over økalk Bonnemaln og Søgtje i danske ludsøer Medd. Dansk. Geol. Fov. T. 7—8. Cobenhavn. 1901.
- [168] Wetzel A. Der Faulschlamm und seine ziliaten Leitformen. Zs. f. Morph. und Ökol. d. Tiere. T. 13, 1928, z. 1—2.
- [169] Whittaker E. Bottom deposits of McKay Lake Ottawa. Proc. Trans. Roy. Soc. Canada. ser. 3 T. 16, dz. 4, 1922.
- [170] Więckowski K. Pierwsze próby z sondą rdzeniową do pobierania monolitów osadów dennych jezior. Przegl. geogr. T. 31, 1959, z. 2.
- [171] Więckowski K. Improved Vertical Core Sampler for Collecting the Bottom Sediments Monoliths. Bull. de l'Academie Polonaise des Sc. Ser. des sci. geol. et geogr. T. 9, 1961, z. 2.
- [172] Więckowski K. Preliminary Results of Egzaminations of Bottom Deposits in the Large Masuria Lakes. Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. Ser. des sci. geol. et geogr. T. 11, 1963, z. 2.
- [173] Wiggers A. J. Subdivision of the Holocene in the Netherlands. Abstr. of Papers Vith Congr. INQUA. Poland 1961.
- [174] Woldstedt v. P. Eiszeitalter und Gegenwart. Jb. der Deutschen Quartvereinigung Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes. T. 1—2, 1951.
- [175] Züllig H. Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. Schweiz. Zs. f. Hydrol. T. 18, 1956, z. 1.
- [176] Züllig H. 1956. Das Kombinierte Ramm-Kolben-Lot, ein leichtes Bohrgerät zur vereinfachten Gewinnung mehrere meter länger ungestörter Sedimentprofile. Schweiz. Zs. f. Hydrol. T. 18, 1956, z. 2.
- [177] Ziernow. I. Obszczaja gidrobiologija. Izd. II, Moskwa—Leningrad 1949.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИКОЛАЙСКОГО ОЗЁРА (их характер, возраст, мощность и условия накопления)

Целью настоящей работы было познание характера донных отложений озёр, их мощности, распределения на поверхности дна, степени выполнения отложениями озёрных котловин, условий седиментации и темпа аккумуляции отложений, а кроме того была сделана попытка определения возраста и возможно главных этапов эволюции озёр этого района.

Но чтобы реализовать исследования в выше указанном пределе, прежде всего надо было решить проблему построения соответствующей аппаратуры — поршневых трубок, с помощью которых можно получать длинные колонки донных отложений с ненарушенной стратификацией.

После трёх лет работ и технических испытаний проводимых автором вместе с механиком Ф. Наткальцом на Озёрной Станции Инст. Геогр. Польской АН в Миколайках, проблема аппаратуры была решенной. В настоящее время, мы располагаем вполне исправными поршневыми трубками, с помощью которых можно из любой глубины получить колонки длиной до 10 м с практически ненарушенной стратификацией.

Полевые работы проводились с 1960 по 1964 год главным образом в летнее время, но частично и зимой с поверхности льда. Они включали взятие колонок донных отложений, выявление участков поверхности дна, которые лишены покрова донных отложений, проведение тщательных батиметрических промеров (через 10—20 м) на 14 разрезах поперек Миколайского озера, вдоль которых брались позднее систематически колонки грунта. Кроме того некоторое количество добавочных колонок бралось из характерных точек дна.

Всего из озёра Миколайского было получено более 100 колонок длиной до 10 м. Многие колонки охватывают не только полный разрез озёрных донных отложений, но и подстилающие глацигенные образования нередко мощностью в несколько метров. Кроме того было проделано более 100 зондировок (малой ударной трубкой), чтобы определить участки дна лишённые донных отложений. Благодаря этому удалось получить довольно хорошее представление о размещении, мощности и стратификации озёрных донных отложений и ниже лежащих минеральных породах.

Из некоторых других озёр а именно: Белданы, Снярдвы, Талты, Талтовиско, Ягоднэ, Негоцин и комплекса Мамры для целей сравнения было получено несколько колонок из каждого с разных характерных точек дна. Точки эти подбирались таким образом, чтобы получить возможно полное представление о дифференциации мощностей отложений в зависимости от глубины, рельефа дна, проточности и других факторов.

О масштабе проведенных работ свидетельствует тот факт, что вообще было получено более 150 колонок суммарной длины более 600 м.

В итоге проведенных работ было констатировано, что мощность озёрных донных отложений сильно варьирует (от 0 до 10 м и более) в пределах каждого из исследованных озёр. Но с другой стороны средняя их мощность во всех озёрах почти одинакова и изменяется в пределах 5—7 м. Мощность отложений нарастает быстро вместе с глубиной и как правило она наибольшая в самых глубоких участках дна, где обычно превышает 10 м. Но анализ правильности прироста мощности с глубиной в зависимости от уклона склонов дна озёрных котловин показывает, что в озере Миколайском она не превышает 12—13 м.

Эти разницы мощностей отложений как и неравномерное их распределение в пределах отдельных озёр обуславливаются тем, что падающие на дно материалы, перед тем как они преобразуются в связные донные отложения, долгое время находятся в состоянии жидкого рассола, который подчиняясь гравитации течет по склонам озёрных котловин и всех прочих углублений dna интенсивно их выполняя, или выносятся с одних мест и откладывается в других согласно с существующей в данном водоёме системой течений и движений водных масс.

Именно только этим можно объяснить довольно странный факт, что на значительных, плоских и глувоких до 16 м участках dna озёра Миколайского нет совсем донных отложений, тогда как другие значительно более мелкие участки dna этого озёра покрывает мощная толща отложений. Такие же факты известны из озёра Снярдвы и других.

Дальнейшим последствием влияния вышеупомянутых факторов на процесс осадконакопления является замазывание специфики годичных и прочих других седиментационных циклов, в результате чего в них нет слоистости.

Но так как интенсивность и направления движений водных масс образуют в каждом водоёме непостоянную во времени, неповторимую пространственную систему, то это приводит к тому, что темп осадконакопления в каждой точке dna тоже подлежит изменению. Как видно из вышесказанного, темп нарастания отложений является результирующей влияния на неё гравитации и движений водных масс, а его величина в данной точке dna и отрезке времени является различной в зависимости от взаимодействия этих факторов — они могут накладываться в смысле положительном, отрицательном, или взаимно исключаться.

Если взять две любые точки — А и Б, в которых мощность отложений равняется соответственно 5 и 10 м, то это отнюдь не означает, что в точке А скорость накопления была всегда дважды меньшей, так как вполне возможно, что в некоторые периоды она была даже большей, чем в точке Б. Это приводит к тому, что нет пропорциональности в отношениях мощностей отложений из разных точек dna озёра для отдельных отрезков времени, что обязывает к большой осторожности при всяких сопоставлениях и усложняет их. Поэтому очень осторожно надо принимать оценки темпа осадконакопления сделанные на основании единичных колонок, так как полученные результаты могут быть вполне случайными.

Из выше сказанного ясно, что количество, а особенно правильный выбор точек, из которых извлекаются колонки, чрезвычайно важно. Но критерии этого выбора должны быть разные, в зависимости от размеров и характера водоёма и от проблем, которые надо решить. И так например для оценки флюктуации уровня вод, надо брать колонки из мелких, закрытых бухт или даже с прибрежных торфяников (если такие существуют), потому что в этих местах изменения уровня зафиксированы часто даже сменой фации — озёрные отложения — торф — озерные отложения итд., тогда когда в глубоких участках озёр даже значительные и продолжительные колебания уровня вод могут видимым образом не зафиксироваться в характере донных отложений. Напротив, если мы хотим узнать о максимальной мощности отложений и получить колонки, которые по всей вероятности охватывают полный, непрерывный цикл осадконакопления, надо их извлекать с самых глубоких мест в озере, итд.

Надо также подчеркнуть, что для большинства озёр уже кончились времена, когда осадконакопление происходило естественным образом, зависящим только от специфики условий географической среды, так как деятельность человека косвенно или прямо приводит к его изменению и даже к разрушению стратификации верхних слоев отложений.

Отобранные колонки отложений из озёра Миколайского были подвергнуты следующим анализам: в двух колонках было определено рН через каждые 25 см, одна 9 метровая колонка была подвергнута довольно всестороннему химическому анализу через каждые 10 см, две колонки подвергнута спектральному — количественному и качественному анализу через каждые 25 см. Кроме того в нескольких колонках с озёра Миколайского и нескольких других было определено содержание карбоната кальция через каждые 25 см, определено увлажнение, соотношение С/Н, и анализировано корреляции между количеством некоторых элементов.

Цвет донных отложений из исследованных озёр от грязно-чёрного в верхнем полужидком слое пелогена постепенно переходит в серый или оливково-серый, светлеющий к подошве

отложений. После сушки отложения являются грязно-белыми. Подобным образом, от полужидкой сверху до вязной и очень вязной внизу, изменяется и консистенция отложений, в нижней слоях они являются слабо пластическими, упругими и аморфными.

Степень увлажнения отложений — высокая, она падает сверху вниз (от 95 до 60%). Объёмный вес влажных отложений равняется от 1,1 до 2,5 г/см³, после сушки от 0,9 до 2,4 г/см³, при чем отложения теряют до 95% веса а их объём уменьшается даже в несколько раз. Очень характерным является присутствие в отложениях значительного количества сжатых газов: CH₄, CO₂ и H₂. Эти газы во время извлечения колонок из труб повышают их длину даже до 10%.

Надо сказать, что на некоторых участках дна озера Миколайского залегают отложения, которые значительно отличаются от обычного их характера. Локально из-за примеси значительного количества гидротроилита, отложения принимают интенсивно чёрный цвет в нижней части толщи, в другом месте нижняя половина отложений имеет интенсивно желтый цвет, который на воздухе быстро переходит в буро-зелёный. В некоторых озёрах есть тоже места, где выступает почти чистый озёрный мел, содержащий выше 95% CaCO₃.

Количество аллохтонных минеральных материалов в отложениях центральных частей озёр невелико: от 0,1 до 3,0% по весу. Главным образом это пыль и мелкозернистые пески, вносимые водой или ветром. Было констатировано, что количество и фракция этих материалов возрастают к берегам водоёмов. В вертикальном разрезе их примесь особенно велика в нижней части отложений, в средней падает, а в верхней опять возрастает, что связано с усилением эрозийных и золовых процессов из-за истребления лесов и развития сельского хозяйства.

Согласно с существующими классификациями главную массу отложений исследованных озёр надо отнести к многим разновидностям известковистых сапропелей с довольно низким (ниже 40%) содержанием органического вещества, и очень высоким (обычно выше 50%) содержанием CaCO₃. В озере Миколайском содержание CaCO₃ в отложениях колеблется от 30 до 80% — в среднем 65%, а в остальных оно является даже большим — в среднем 65—75% сухого веса. Как правило (кроме 1 м. верхнего слоя отложений оз. Миколайского и Талты) содержание CaCO₃ не падает ниже 50%.

В связи с этим можно сказать, что на примере исследованных озёр не подтверждаются выводы Корде, Коншина и других, согласно которым, начиная с субатлантического времени известковистые отложения уже не накапливаются в озёрах низменных районов нашей географической зоны. Хотя в верхнем 1,5 м слое отложений содержание CaCO₃ значительно падает, но всё-таки оно остаётся высоким, в озере Миколайском и Талты 30—45%, а в остальных даже 50—65%. Не подтверждаются тоже взгляды Кольбе, Зернова и Афанасьева, что Известковистые отложения исчезают постепенно с глубиной. Напротив, в самых глубоких местах (до 50 м) залегают в них наиболее мощные толщи отложений с высоким содержанием CaCO₃. Не найдено также таких изменений количества CaCO₃ в отложениях, на основании которых можно бы говорить об их зональной дифференциации в зависимости от глубины.

Что касается вторичного компонента отложений — органической субстанции, то её содержание в отложениях этих озёр невелико — оно колеблется от 6 до 20%, проявляя слабую тенденцию роста кверху залежи. Только в пелогене оно достигает 40%. Это низкое содержание органической субстанции обусловлено высоким содержанием CaCO₃, который согласно взглядам германского ученого Ohle очень сильно содействует разложению органических соединений.

Содержание остальных элементов в отложениях оказывается относительно невелико и колеблется в узких пределах. Анализ зависимости Fe и PO₄ PO₄ и CaCO₃, CaCO₃ и Fe выявил относительно низкую степень корреляции, при чём наиболее высокую обнаруживают — CaCO₃ и Fe.

Вообще на основании результатов химических и других анализов можно прийти к заключению о большой стабильности режима вышеупомянутых озёр, на протяжении всей их истории.

Очень интересным фактом является то, что часто под донными отложениями залегают торфа. В озере Миколайском торфа были обнаружены во многих местах, на глубинах от 5 до 27 м, а в других до 50 м. Торфа эти перекрыты толщей известковистых отложений мощностью от 1 до 10 м и более. Тем самым они залегают до 60 м ниже современного уровня воды. Наибольшая найденная мощность этих торфов равняется 1,1 м. Тот факт, что во всех местах торфа эти лежат прямо на глацигенных образованиях подсказывал, что везде они разновозрастные, хотя выступают на различных уровнях и перекрыты толщей отложений разной мощности. В дальнейшем это полностью подтвердилось пыльцевым и макроскопическими анализами торфов из 15 точек дна (разной глубины) озера Миколайского и нескольких из других озёр. Оказалось, что во всех случаях они Аллерёдские.

Дальнейшим подтверждением разновозрастности этих торфов являются результаты датировки методом C^{14} , выполненные в лаборатории проф. В. Мосцицкого в Гданьске. Один образец торфа был взят из колонки № 6, извлеченной из глубины 7 м в точке расположенной в 70 м от берега. Слой торфа имел здесь 40 см и был перекрыт 5,3 м толщей отложений. Возраст этого торфа был определен на 11040 ± 380 лет тому назад. Другой образец был взят из колонки № 4/2 извлеченной из глубины 15,6 м в 150 м от берега. Слой торфа мощностью 20 см перекрыт здесь 9,7 м толщей известковистых отложений. Возраст этого торфа был определен на 10700 ± 460 лет тому назад.

Результаты всех вышеупомянутых анализов согласны с опубликованными Стасяковой для озера Круклин и получаемыми в Литовской ССР, где как известно, торфа перекрытые озёрными отложениями были найдены более чем в 120 торфяниках.

На нелегкий вопрос, каким образом торфа эти оказались под озёрными отложениями впервые убедительно ответил Г. Гросс в 1937 году. Как известно, он высказал мысль, что торфяники эти развивались на поверхности Глацигенных образований перекрывающих мёртвые льды. Позднее, во время таяния этих льдов торфяники постепенно погружаясь оказались на дне образующихся в этих местах озёр и были перекрыты отложениями. Взгляды эти были позднее поддержаны Вольшtedтом, обратившим внимание на факт, что слой торфа залегают согласно с кривизной дна озёр, что является эпигенетическим явлением. Согласно с этими взглядами и учёные Литовской ССР, которые эти факты объясняют тоже термокарстовыми процессами.

Результаты пыльцевого анализа, полученные Ральской-Ясевич, Гроссом и Литовскими исследователями, показывают, что время затопления этих торфов по всей вероятности надо отнести к концу Аллерёда. Таким образом это время является тоже началом возникновения озёр. Здесь надо сказать, что в настоящее время широко принят взгляд, согласно которому эти торфа благодаря специфической ситуации залегания являются хорошим стратиграфическим ориентиром для территории некогда занятой Балтийским оледенением — обозначая интерфазу Аллерёд.

Минеральные образования, подстилающие донные отложения и торфа очень похожи на те, которые выступают вокруг озера. Это является одним из доказательств того, что в прошлом они лежали на поверхности мёртвого льда а позднее подверглись затоплению.

Очень характерным является отсутствие более значительного количества песков типа речного. На основании этого факта можно думать, что во время дегляциации рывтина озера Миколайского не являлась коллектором талых вод.

Проблема генезиса и возраста озера Миколайского имеет два разные аспекта. Одним является проблема генезиса и возраста его рывтины и здесь автор согласен со взглядами, что она формировалась главным образом эгзарацией, а также с тем, что её образование произошло вероятно во время трансгрессивной стадии фазы Лешинской (Бранденбургской). Другим является проблема образования современного озера Миколайского и вероятно остальных. Согласно вышевысказанному о времени затопления торфяников, время это надо отнести к концу Аллерода. С этого периода и начинается накопление типично озёрных отложений.

Проблема биоэволюции озера Миколайского была затронута лишь на фоне взглядов Хатчинсона, который представляет эволюцию озёр как процесс экспонентного роста их продуктивности, выражающийся такимже ростом количества органической субстанции в отло-

жениях. Но такая интерпретация кажется односторонней. В действительности однако, рост этот может быть только кажущимся, потому что равносильно он может быть объяснённым падением количества минеральных компонентов отложений, вызванных постепенной стабилизацией берегов, ослаблением эрозионных и эоловых процессов по мере развития растительного покрова и. т. д.

Что касается озёра Миколайского, то этот рост количества органической субстанции в отложениях является настолько незначительным, что даже после отклонения вышеупомянутых возражений очень трудно говорить на этом основании о росте его эвтрофикации. Это конечно отнюдь не означает, что в действительности этого роста эвтрофикации нет.

На этом месте можно только ещё раз повторить тезис о большой стабильности режима исследованных озёр, что подтверждается результатами всех анализов и их внешним видом. Факт этот подсказывает заключение, что голоценовые флюктуации климата оказались слишком слабы, чтобы значительным образом изменить режим этих озёр, как по данным Сукачева и Ласточкина это имело место в озёрах Урала, где изменения характера донных отложений позволили выделить несколько этапов их эволюции.

Но надо подчеркнуть, что вышеупомянутые озёра были небольшими, мелкими и замкнутыми, тогда как мы имели дело с комплексом водоёмов значительной глубины (до 50 м) с большой массой воды, которая обуславливает их большую термическую и химическую стабильность. Благодаря этой стабильности даже значительные и продолжительные колебания климата могли почти совсем не отразиться на характере их донных отложений.

Как известно, скорость исчезания озёр зависит от многих факторов, именно поэтому часть озёр, которые образовались примерно одновременно, уже давно исчезла а остальные находятся на разных стадиях развития понимаемого здесь только через степень выполнения их котловин отложениями.

Что касается озёра Миколайского то на основании проделанных исчислений и промеров можно сказать, что его котловина выполнена отложениями примерно на 25%. Котловины озёр: Белданы, Талты, Талтовиско, Негоцин и Мамры выполнены отложениями в несколько меньшей степени — примерно на 20%. Напротив, озеро Снярдвы вероятно выполнено в большой степени — на 30—35%, а озёра Лукнайон, Варнолты и Кирсайты даже на 90—95%.

Как уже говорилось, максимальные мощности отложений в озере Миколайском достигают вероятно 12—13 м, но средняя их мощность, отнесенная ко всей поверхности дна — меньше 5 м. Исходя из этого, если принять что согласно датировке C¹⁴ возраст озёра равен примерно 11000 лет, то можно сказать, что скорость осадконакопления в местах их максимальной мощности составляла в среднем примерно 1 мм в год. Соответствующая средняя для всего озёра — ниже 0,5 мм в год. Если принять, что и в будущем географические условия значительно не изменятся и не изменится темп соадконакопления, то можно предсказать, что озеро Миколайское будет существовать ещё примерно 30000 лет.

На основании выполненных промеров и исследований, а особенно анализа закономерности темпа прироста мощности отложений с глубиной в зависимости от величины уклона склонов дна котловины, удалось сделать реконструкцию рельефа дна — без отложений. Сопоставляя этот план с нормальным батиметрическим планом в том же сечении, видим значительные различия рисунка изобат, особенно глубже 15 м. Появляется ряд точек, в которых глубины достигают 40 м. Так как на глубинах этого порядка и даже больших (до 60 м) были найдены торфа, можно на этом основании прийти косвенно к заключению, что мощность мёртвых льдов выполняющих в прошлом котловины исследованных озёр, достигала именно 40—60 м.

На основании проведенных исследований и наблюдений можно также прийти к заключению, что процесс исчезновения озёр протекает часто другим образом, чем его представляют некоторые авторы, которые считают, что зарастание озёр наступает концентрически от берегов к центру, а мощности отложений в зоне литорали и на склонах котловин являются наибольшими. В действительности это правильно только для небольших торфяных, дистрофных озёр.

Но в больших открытых действию ветра озёрах выполнение котловин отложениями

начинается с центральных глубоких частей, тогда как в зоне литорали и на склонах котловин осадконакопление органогенных отложений практически не происходит. Только когда всё озеро обмелеет до 4—6 м, на дне начинается развиваться погружённая растительность и в конце концов, когда оно обмелеет до 2 м макрофиты распространяются по всему дну водоёма и они уже довольно быстро приводят к его исчезновению.

ФОТОГРАФИИ

1. Плавающая платформа „Катамаран” для работ с поршневой трубкой. Видны: поршневая трубка, подъёмная лебёдка с мачтой 11 м высоты и другие вспомогательные устройства.
2. Вышка с подъёмной лебёдкой смонтированные на санях — для работ с поршневой трубкой со льда. Высота мачты 8 м.
3. Оз. Миколайское: колонка № 2/2 извлечена с глубины 13 м в 100 м от берега Е. Сверху 2 м светло-серого известкового сапропеля, ниже 2 м тех же отложений но окрашенных гидротроилитом в чёрный цвет, под ними 12 см слой торфа подосланного грубым гравием камнями.
4. Оз. Миколайское: колонка № 6/1 извлечена с глубины 11 м в 200 м от берега, первые 3 м сверху это светло-серый известковый сапропель, в верхней части 3 м горизонт с микрослоистостью, с половины 3 м начинается 1,1 м слой торфа, ниже следует 80 см слой грубого гравия с камнями и второй 40 см слой торфа.
5. Оз. Миколайское: колонка № 8 извлечена с глубины 11 м в 100 м от берега — отрезок с микростратификацией в увеличении.
6. Оз. Миколайское: колонка № 11 извлечена с глубины 17 м посередине озёра. Видны две прослойки торфа и уровень с раковинами.
7. Оз. Белданы: колонка извлечена с глубины 12,5 м в 300 м от берега, сверху светло-серый известковый сапропель, на уровне 3,3 м прослойка с песком, раковинами и органикой, ниже на уровне 3,45—3,55 м слой торфа, под торфом грубый гравий с камнями.

РИСУНКИ

1. Оз. Миколайское: карта мощности озёрных донных отложений, на карте обозначено разреза и точки, с которых извлечено колонки отложений.
2. Оз. Миколайское: профили дна и мощность озёрных донных отложений на разрезах, обозначено торфа лежащие под озерными отложениями.
3. Оз. Миколайское: „открытый” батиметрический план — рельеф поверхности дна без донных отложений — в 5 м сечении.
4. Содержание воды в толщине донных отложений Оз. Миколайского.
5. Оз. Миколайское: Химический состав донных отложений (колонка № 5/6).
6. Оз. Талтовиско: Химический состав донных отложений (колонка с глуб. 36,5 м).
7. Оз. Миколайское и Талтовиско: График изменений содержания органической субстанции и CaCO_3 (колонки с глуб. 26,5 и 36 м).
8. График изменений содержания CaCO_3 в донных отложениях 5 озёр.
9. Оз. Миколайское: График корреляции химических компонентов в отложениях.
10. Оз. Миколайское: График корреляции Ва и Мп в отложениях (колонка № 3/8 и 4/3).
11. Оз. Миколайское: Термограммы донных отложений.
12. Оз. Миколайское: Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений — выполненная др. М. Ральской-Ясевич с Инст. Ботаники ПАН в Кракове.

BOTTOM DEPOSITS OF LAKE MIKOŁAJKI,

(their age, type, thickness, and sedimentation conditions)

Preliminary remarks. The purpose of the present paper is a study of the character of the bottom deposits, their thicknesses, their distribution over the lake bottom, and the degree how far they fill the lake basin, as well as the conditions and the date of their sedimentation. Also to be attempted is the dating of these deposits and, if possible, determination of the principal stages of evolution undergone by Lake Mikołajki.

However, in order to make possible these investigations within the scope mentioned, there had to be solved first the problem of an equipment suitable for obtaining samples of the bottom deposits in the form of cores — thus, samples illustrating a vertical section of the deposits.

After three years' efforts and technical tests, carried out by the author and by F. Natkańec, the mechanic of the IG PAN (Polish Academy of Sciences Institute of Geography) Station at Mikołajki, this difficulty was successfully overcome. Available there is now a coring equipment enabling us to extract cores from any depth, one of these core samplers, 10 m long, is probably the longest used anywhere on lakes.

On the spot examinations. These were maintained from 1960 to 1964, mostly during the summer seasons but, in part, also in winter from the ice surface. This work comprised: a) taking cores from bottom deposits, b) determining the extent to which these deposits cover the lake bottom, and c) detailed bathymetric measurements (10—20 m from each other) at 14 sections of Lake Mikołajki along which, afterwards, core samples from the deposits were extracted. A number of additional cores were secured from spots showing characteristic bottom features but situated beyond the lake sections mentioned.

All in all, some 100 cores up to 10 m long were collected from Lake Mikołajki, with their stratification practically intact. In many instances these cores comprised not only a full section of the bottom deposits but, moreover, different heights (up to several meters) of the mineral substratum. Further, more than 100 soundings were made, in order to establish the extent of the lake bottom that is without bottom deposits. Altogether, a fairly detailed picture was obtained of occurrence, thickness and arrangement of both the bottom deposits and the materials of the mineral substratum.

For purposes of comparison, several cores each were also taken from nearby lakes like: Beldany, Śniardwy, Tałty, Tałtowisko, Jagodne, Niegocin, and from the Mamry complex. The respective spots were selected so as to furnish as full an image as possible of the differentiation of the deposits, depending on lake depth, bottom relief, flow conditions, etc.

The extent of the field work done may be seen in the fact, that from Lake Mikołajki and other lakes a total of more than 150 cores collected, with the total core length in excess of 600 m.

Results of examinations, and conclusions. The thickness of the bottom deposits proved to be very much differentiated in each of the lakes examined, ranging from 0 to 10 m, or more. Even so, the mean thickness is much alike in these lakes, being 5 to 8 m. With increasing lake depth the thickness of the deposits increases rapidly; as a rule, this thickness is greatest at the deepest lake sections, where it usually exceed 10 m. However, the analysis of the increase in deposit thickness with depth, depending on the slope of the lake bottom, implies that the maximum thickness of these deposits, as far as Lake Mikołajki is concerned, does not exceed 12—13 m.

The differences in thickness of the deposits and in their distribution over the lake bottom within the various lakes are caused by the fact, that any material sunk to the lake bottom was maintained for a long time in a state of a fluid suspension before turning into a compact deposit; this suspended material either slid down by gravity along slanting bottom surfaces into depressed areas, or it was raised, in conformity with water currents prevailing in a given lake, from some spots and transferred to others. This is the only way to explain the absence of deposits in considerable areas of Lake Mikołajki bottom shallow and, up to 16 m deep. Similar conditions have been found to exist in Lake Śniardwy and the lakes of the Mamry complex. A further consequence of the action of the agencies mentioned upon processes of bottom accumulation has been the blurring of the pattern of annual or other cycles of sedimentation, that is, the lack of a distinct stratification; this, in turn, led to the lack of any proportions in the relation between thicknesses of deposits from various points of the lake and individual periods of time. This fact requires great caution on the part of students in any comparisons, and makes correlation difficult.

This is the reason, why any estimates of the rate of accumulation based on the interpretation of casual cores should be broached with great wariness, because they may give an absolutely haphazard image.

Another conclusion to be drawn in studies of this kind is, that the choice of the number and, in particular, of the situation of spots from which core samples are to be taken, is a most essential matter. Here the criteria to be applied are differentiated, depending on size and character of a lake basin, and on the subject that is to be investigated.

Also worthy of note is, that man's activities — the use of drag nets, motor-driven vessels, etc. — easily lead to the destruction of the natural stratification of the upper deposit strata on the lake bottoms.

Selected cores of bottom deposits from Lake Mikołajki were submitted to the following analyses: a) in two cores the pH values were determined at successive levels 25 cm apart; b) one core underwent what is called a full chemical analysis from top to bottom, at 10 cm intervals; c) two cores were subject to quantitative and qualitative spectral analyses, at intervals of 25 cm. Of six samples, taken from 4 cores, thermal-differential analyses were made. Also determined was the CaCO_3 content in a series of samples from Lake Mikołajki and several other lakes. In the Lake Mikołajki deposits was also calculated the C/N ratio, and investigated was the joint occurrence of Fe and PO_4 , PO_4 and CaCO_3 , and CaCO_3 and Fe, respectively.

The colour of the deposits from Lake Mikołajki and from other lakes gradually passes, from muddy-black in the upper semi-fluid layer of the pelogene, into a grey or olivegreen-grey tint, downward turning into a light-grey colour. Upon drying the colour turns a dirty white. The consistency also gradually changes, from semi-fluid, to very compact in the lowest strata. The deposits are slightly plastic, resilient, amorphous. Their degree of hydration is high, decreasing downward from 95% to 60%. A characteristic feature in the deposits is a high content

of gases under pressure which, after extraction of a sample from the bottom, expand and increase the core length by up to 10⁰%.

Complying with classifications in use, the main mass of the bottom deposits from Lake Mikołajki and other lakes should be assigned to different varieties of carbonate gyttias (calcareous sapropels), with a fairly low (up to 40⁰%) content of organic matter and a high (some 50⁰%) content of calcium carbonate. Content of CaCO₃ is very high, both in Lake Mikołajki where it is from 30 to 80⁰% (an average of 65⁰%) of dry substance, and in the remaining lakes where, on the average, it is 65—70⁰%. As a rule, however, this content is no less than 50⁰%, excepting the 1 m top layer of the deposits in Lake Mikołajki and Lake Tałty.

As far as Lake Mikołajki is concerned, there was found no confirmation of the opinion that, in the Subatlantic and in modern times, carbonate deposits do not develop any more in lowland areas of moderate geographic zone. This is so because — notwithstanding a distinct decrease in the top layer of 1.5 m thickness — the CaCO₃ content in the bottom deposits is invariably high: 30 — 45⁰% in Lake Mikołajki and Lake Tałty, and as much as 50—65⁰% in the remaining lakes. Similarly disproved is the assertion, that carbonate deposits fade with depth. On the contrary, at greatest depths (up to 50 m) the thickest bottom deposits, up to 10 m thick, show a high CaCO₃ content. Nor were observed any differences in CaCO₃ content in the bottom deposits that would imply a zonal differentiation in CaCO₃ content dependent on depth.

As to the second principal component of the deposits, organic matter, its content in Lake Mikołajki is relatively small and, apart from the pelogene layer where it reaches 40⁰%, it varies from 6⁰% to 17⁰%, revealing only a slight tendency of increasing upwards. This low content of organic matter is connected with the high CaCO₃ content in both lake water and bottom deposits — a fact which, in Ohle's opinion, strongly furthers decay of organic compounds.

The remaining elements are represented in relatively small percentages and show but slight variations. An analysis of interrelations between elements, such as Fe and PO₄, PO₄ and CaCO₃, or CaCO₃ and Fe disclosed a but slight degree of correlation; closest proved to be the interrelation between CaCO₃ and Fe.

On the whole, the results of the chemical analyses brought evidence of a very stable régime in Lake Mikołajki throughout its history.

A noteworthy fact is the occurrence of peats, observed in the bottom layer of the lacustrine deposits. In Lake Mikołajki they were found at about 50 points, at depths from 5 to 27 m, underneath a gyttia layer 1 to 10 m thick, — that is, approximately 40 m below water level. The greatest peat thickness was 1.1 m. The appearance of the peats at the bottom of the deposits, in all the places directly on top of the mineral substratum, implies that all these peat layers are of identical age, even if they lie at different levels. This opinion is fully supported by pollen and microscope analyses carried out by Dr. Ralska-Jasiewicz on peats collected from 15 points of Lake Mikołajki, where they are spread out at various depths and under a gyttia layer of various thickness: in all instances the peats were dated from the Alleröd.

A further confirmation is the dating accomplished at the laboratory of Professor W. Mościcki in Gdańsk by the C¹⁴ carbon method. One of the samples (core No. 6) had been taken from a site 70 m away from the lake shore and from a depth of 7 m, where a 40 cm peat layer is covered by a gyttia bank 5.3 m thick; the age of this peat was found to be 11 040 ± 380 years B.P. A second sample (core No. 4/2) was taken from a spot situated 150 m from the lake shore and from a depth of 15.6 m; here a 20 cm peat bed was found to rest underneath a 9.7 m gyttia layer, and here the peat was dated from 10 700 ± 460 years B.P.

These results, obtained from both paleobotanic and from C¹⁴ analyses, are in conformity with data reported by J. Stasiak from Lake Kruklin and data supplied from Lithuania, where the occurrence of peat underneath lacustrine deposits has been ascertained in 120 peat bogs.

The question how peats were formed below the lacustrine deposits, has been answered satisfactorily for the first time in 1937 by H. Gross. He found, that these peat layers developed on the surface of glaci-fluvial deposits covering blocks of dead ice; afterwards, during melting of the dead ice, the peats were submerged so that they covered the bottoms of lakes and were, in turn, covered by later deposits. This opinion was confirmed by Woldstedt who pointed out, that the peats form layers shaped identically as the bottom contours of the lake basins — therefore constitute an epigenic phenomenon. In a similar way, Lithuanian scientists ascribe the peat occurrence to thermo-karstic processes.

Palynological examinations made by Dr. Ralska-Jasiewicz, H. Gross, and Lithuanian students suggest the submergence of the peats to have taken place at the decline of the Allerod — and this period would then coincide with the origin of the lakes. It is worth mentioning that today it is fairly commonly agreed, that these peat deposits constitute — due to their specific stratigraphical position — an excellent index layer in the areas situated within the range of the Baltic Glaciation, indicating the Allerod Interstage.

The deposits of the substratum are much like those found surrounding the lake; this seems to be a further argument for the assumption, that once they were an extension of the deposits surrounding the lake, lying on the surface of the dead ice and submerged at a later date. Characteristic is also the absence of marked quantities of sands of fluvial type, probably an indication that during deglaciation the channel valley did not act as discharge route for meltwater streams.

The problem of the origin and the age of Lake Mikołajki presents two different aspects. One of them is the origin and the age of the Mikołajki channel valley which, judging from various opinions, might have originated during the transgression phase of the Leszno Stage. The formation of present-day Lake Mikołajki, on the other hand, seems to coincide with the decline of the Allerod, as has been pointed out before regarding the submergence of the peat layer. Beginning with this event, there set in the accumulation of typical lacustrine deposits in Lake Mikołajki.

The problem of the biological evolution of Lake Mikołajki has been dealt with on the background of Hutchinson's theory, — who considers the evolution of lakes as the process of an exponential growth of their productivity, expressed in an identical growth of the share of organic substances in the bottom deposits. However, this interpretation seems to be rather one-sided, because in reality this growth may be only illusory, indicating merely a change in the proportion of the different deposits. Thus, this growth may simply illustrate a decrease in the share of mineral components, brought about by a gradual stabilization of the lake shore, a lessening of erosive and aeolian processes due to the formation of a compact vegetation cover, and/or other agencies.

Even so, in the case of Lake Mikołajki the increase in the share of organic substances in the bottom deposits is so insignificant that, even repudiating the objections mentioned above, it would be difficult to speak here of a growth of eutrophization of the lake, which, of course, does not mean at all that no growth of this kind does not take place.

Thus, once more we may repeat the thesis, that the regime of both Lake Mikołajki and the remaining lakes was of great stability; proof are the results of our analyses as well as exterior features like the lack of stratification in the

gyttia bed. This suggests, that during the Holocene the climatic changes were too weak to essentially disturb the regime of these basins, the way this happened in Siberia, where changes in the character of the deposits make it possible to distinguish a number of stages in the evolution of the Siberian lakes.

All the same, it must be kept in mind that in Siberia the lakes are small, shallow and without drainage, while in Poland we are dealing with a system of lake basins of considerable depths and large volumes of water; this warrants a high thermal and chemical stability which is the cause, why even fairly strong and prolonged climatic changes might not have left any noticeable changes in the character of the bottom deposits of these lakes.

It is well known, that the rate of disappearance of a lake depends on a variety of agencies; this is the reason, why part of the lakes that came into existence at approximately the same time, have disappeared long ago, while the remaining lakes are at different stages of evolution — meaning merely in the sense of their stage between origin and decline.

As regards Lake Mikołajki, both calculations and measurements indicate, that within today's shore and with the present water level as basis, the lake bowl is filled to about 25% with deposits. Judging by data in the author's possession, for Lakes: Bełdany, Tałty, Tałtowisko, Niegocin and Mamry this figure is probably a little less — some 20%. On the other hand, in Lake Śniardwy the filling with deposits seems to be higher and is probably 30 to 35%; Lake Kirsajty is almost filled — the figure being 95%.

Our field examinations made it possible to reconstruct, roughly at least, the „discovered” original lake bottom, in other words, to construct a bathymetric relief map with the bottom deposits left out. Compared with a customary bathymetric map with 5 m contour intervals, we see here considerable differences in the course of the isobaths at depths exceeding 15 m; there even occur several places with depths of the order of 40 m. Since it so happens that, exactly at depths like these, peat layers as discussed above have been discovered, it seems justified to indirectly assume, that the thickness of the block of dead ice once filling the lake basin must have reached 40 m.

It has been mentioned before, that in Lake Mikołajki the maximum thickness of the bottom deposits is some 12—13 m, whereas the mean thickness, in reference to the total bottom area, is less than 5 m. If we therefore assume, in conformity with the C₁₄ dating, that the age of the lake is approximately 11 000 years, it appears that the rate of accumulation of deposits is, on the average, about 1 mm annually at places where the deposits are thickest. Correspondingly, the mean annual rate for the whole lake would be less than 0.5 mm. On the theory, therefore, that in future this accumulation will proceed at an identical rate, it must be taken for granted, that Lake Mikołajki is likely to exist for a further period of about 30 000 years.

PHOTOS

1. Equipment for extracting bottom deposits (core sounder, winch with pulley post, and auxiliary apparatus) mounted on floating platform.
2. Equipment for extracting bottom deposits (core sampler winch with pulley post, and auxiliary apparatus) mounted on special-type sleigh.
3. Core No. 2/2, extracted from 13 m depth, 100 m from shore E.
a — peat layer, visible are small shells; b — mineral substratum: coarse gravel with pebbles, clayey; c — third and fourth meter: gyttia with hydrotroillite, of black colour.

4. Core No. 6/1, extracted from 11 m depth, 200 m from shore E Visible are: at top of third meter a laminated horizon; in lower half is the top of the first peat layer, more than 1.1 m thick, overlying an 80 cm bed of coarse gravel with big pebbles and, underneath, the second peat layer 40 cm thick.
a — laminated horizon; b — first peat layer; c — mineral bed: coarse gravel, visible are large pebbles; d — second peat layer.
5. Core No. 8, extracted from 11 m depth, 100 m from shore W (including enlarged section of laminated horizon);
a — middle part of fourth meter is distinctly laminated; b — fifth meter is the mineral substratum, starting with sand and followed by gravel with pebbles.
6. Core No. 11, extracted from 17 m depth in centre part of lake: visible are two peat layers.
a — horizon containing shells; b — first peat layer; c — second peat layer.
7. Core from Lake Beldany, extracted from 12.5 m depth in centre part of lake, 300 m W from Wierzba ferry.
a — sandy horizon containing shells; b — thin peat layer; c — mineral substratum: coarse gravel with pebbles.

FIGURES

1. Lake Mikołajki: thickness of bottom deposits; map shows cross-sections and indicates spots where cores of the deposits were extracted.
1 — thickness in m; 2 — core, in successive numbers; 3 — peat in bottom of deposit; 4 — peat submitted to palynological examination; 5 — peat dated by carbon C_{14} method; 6 — core subjected to palynological examination; 7 — core subjected to chemical analysis; 8 — determination of degree of hydration of deposits; 9 — cores submitted to spectral analysis.
2. Lake Mikołajki: bottom profiles, and thicknesses of bottom deposits in cross-sections; indicated are peat layers underlying lacustrine deposits.
3. Lake Mikołajki: „Solid” bathymetric map, showing relief of substratum surface with lacustrine deposits omitted, — isobaths at 5 intervals.
4. Lake Mikołajki: Graph showing hydration of bottom deposits.
5. Lake Mikołajki: Chemical composition of bottom deposits (Core No. 5/6, 26.5 m depth).
6. Lake Tałtowisko: Chemical composition of bottom deposits Core extracted from 36.5 m depth (given are: levels in meters, values in per cent of absolutely dry mass, loss on ignition).
7. Lakes Mikołajki and Tałtowisko: Graph showing changes in content of organic substance and in $CaCO_3$ (cores from 26.5 m and 36 m depths).
8. Graph showing changes in $CaCO_3$ content in bottom deposits from 5 lakes (in per cent of absolutely dry mass).
9. Lake Mikołajki: Graph showing interrelation of joint occurrence in bottom deposits: ratio C/N, and relation: $PO_4 - Fe$, $PO_4 - CaCO_3$, and $Fe - CaCO_3$ (Core No. 5/6).
10. Lake Mikołajki: Graph showing interrelation in occurrence of Ba and Mn in bottom deposits (Core No. 3/8 from 16 m depth, and No. 4/3 from 16.5 m depth).
11. Lake Mikołajki: Thermograms of bottom deposits (given are Nos. of cores and horizons from which samples to be analyzed were taken).
12. Lake Mikołajki: The palynological diagram of the bottom deposits work out by dr. M. Ralska-Jasiewicz (Inst. of Botany PAN Cracow).

TABLES

1. Lake Mikołajki: Core No. 4/3 from 16.5 m depth. Results of spectral analysis of bottom deposits, and quantitative determinations (core, level, limit of definability in per cent, estimated maximum error in determination, in per cent).
2. Lake Mikołajki: Core No. 3/8 from 16 m depth. Result of spectral analysis of bottom deposits, and quantitative determinations (limit of definability, estimated maximum error in determination, in per cent).
3. Lake Mikołajki: Core No. 3/8 from 16 m depth. Result of spectral analysis of bottom deposits — qualitative determination.
4. Lake Mikołajki: Core No. 4/3 from 16.5 m depth. Results of spectral analysis of bottom deposits — qualitative determination.

Note to Items 3 and 4

limit of definability; heavy line; medium-heavy line; very thin line (open to doubt); no line — concentration below limit of definability.

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. 77 + 2 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., Geografia ekonomiczna 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 + 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 23,—
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. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 93 + ilustr., zł 24,—
43. Mileska I., Regiony turystyczne Polski. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135, 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. 140 + annex + + ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1965 (w druku).
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 + 11 ilustr. + 5 map, zł 21,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965 (w druku).
51. Kostrowicki A., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki. 1965, s. 100 + + 21 map + 1 diagram, zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. 1966 (w druku).
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko Kujawskiej w okresie zlodowacenia. 1966 (w druku).

54. Kosmowska D., Rozwój rzeźby w czwartorzędzie okolic Ostrowca i Ćmiełowa. 1966 (w druku).
55. Ziemońska Z., Obieg wody w górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966 (w druku).
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartograficzne. 1966 (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,—