

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 42

JADWIGA STASIAK

HISTORIA JEZIORA KRUKLIN
W ŚWIETLE OSADÓW
STREFY LITORALNEJ

W A R S Z A W A 1963
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*
PRACE GEOGRAFICZNE
NR 42

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 42

ЯДВИГА СТАСЯК

ИСТОРИЯ ОЗЕРА КРУКЛИН НА ОСНОВАНИИ
ОТЛОЖЕНИЙ В ЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 42

JADWIGA STASIAK

HISTORY OF KRUKLIN LAKE
AS REVEALED BY THE DEPOSITS OF ITS LITTORAL ZONE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 42

JADWIGA STASIAK

HISTORIA JEZIORA KRUKLIN
W ŚWIETLE OSADÓW
STREFY LITORALNEJ

W A R S Z A W A 1963
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

Komitet Redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,
J. KOSTROWICKI, J. KONDRACKI, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA,
M. CHILCZUK

Sekretarz redakcji: J. WŁODEK-SANOJCA

Rada Redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON,
M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI,
S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ, J. WĄSOWICZ,
M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor tomu:

J. KONDRACKI

Redaktor techniczny: E. PIWOWARSKI

Korektor: H. Rożańska

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1963

Wydanie I. Nakład 700+110 egz. Ark. wyd. 9. Ark. druk. 6. Papier druk. sat. kl. III, 80 g, B1. Oddano do składania 13.II.1963 r. Podpisano do druku 1. X. 1963. Druk ukończono w listopadzie 1963 r. Cena zł 27.—

Szczecińskie Zakłady Graficzne, Szczecin, Al. Wojska Polskiego 128.
Zam. nr 732. L-38-203

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Cel i metoda pracy	10
Analiza palynologiczna	11
Analiza innych szczątków organicznych w osadach wapiennych	12
Analiza składu botanicznego torfu	12
Analiza stopnia rozkładu torfu	12
Badania anatomiczne drewna	13
Analiza chemiczna osadów	13
Analiza mięczaków	13
Określenie bezwzględnego wieku drewna	14
Charakterystyka terenu i jeziora	14
Stratygrafia osadów	19
Wiek osadów	25
Skład chemiczny, warstwowanie, warunki sedymentacji osadów	41
Próba obliczenia zmian intensywności sedymentacji	45
Alleröd	46
Młodszy dryas	46
Okres preborealny	46
Okres borealny	48
Okres atlantycki	48
Okres subborealny	48
Okres subatlantycki	49
Zmiany poziomu wody jeziora Kruklin w późnym glacie i holocenie	50
Alleröd	54
Młodszy dryas	54
Okres preborealny	55
Okres borealny	56
Okres atlantycki	57
Okres subborealny	58
Okres subatlantycki	63
Osady jeziora Mały Wągiel	65
Przyczyny zmian poziomu wody	71
Wnioski	74
Literatura	76
Резюме	81
Summary	88

WSTĘP

Praca została wykonana w Katedrze Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem prof. dr J. Kondrackiego. Przedmiotem badań były osady dwóch jezior położonych na Pojezierzu Mazurskim. Osady jeziora Kruklin zostały szczegółowo zbadane, natomiast pobieżnie, porównawczo, opracowano osady jeziora Mały Wągiel. Wybór tematu nie był przypadkowy. Na Pojezierzu Mazurskim prowadzi badania od szeregu lat kierownik katedry prof. dr J. Kondracki, który ogłosił wiele prac dotyczących morfologii tych terenów, badań krajobrazu oraz problemów związanych z batymetrią i hydrografią jezior mazurskich. Podjęcie tematu dotyczącego historii jeziora ma ścisły związek z faktem, iż prof. dr J. Kondracki jest kierownikiem Pracowni Jezior PAN.

Jestem wdzięczna mojemu promotorowi za skierowanie zainteresowań moich ku tematyce jeziornej oraz wprowadzenie w te zagadnienia przez dostarczenie odpowiedniej literatury.

Jezioro Mały Wągiel, które jest porównawczym obiektem badawczym, leży na terenie badań K. Świerczyńskiego. Okolice jeziora Kruklin były tematem pracy magisterskiej S. Chojnowskiego [15], który pierwszy zwrócił uwagę na występującą w spągu osadów jeziornych kopalną próchnicę i wykonał batymetrię tego jeziora. Z osadami jeziora Kruklin zapoznałam się po raz pierwszy w maju 1957 r. podczas wycieczki katedry na Pojezierze Mazurskie.

Zagadnienie holocenijskich osadów wapiennych pochodzenia wodnego nie było w literaturze polskiej szerzej opracowane. Terminologia dotycząca tego rodzaju osadów jest nie jednolita. Używa się różnych terminów dla określenia tego samego utworu, np.: kreda jeziorna, kreda łąkowa, margiel łąkowy, gytia wapienna, wapień jeziorny itp. Tutaj przyjęto termin „wapień jeziorny” z uwagi na to, iż są to osady składające się głównie z CaCO_3 . Termin kreda wiąże się z utworami podobnego typu, ale znacznie starszymi.

Mimo braku szczegółowych danych dotyczących występowania osadów wapiennych wiadomo, że są one pospolite na terenach objętych

zasięgiem ostatniego zlodowacenia oraz że występują wśród najmłodszych utworów sandrowych. Na wymienionych terenach spotyka się je w strefie przybrzeżnej większości jezior oraz występują pod pokrywą torfów. O ich istnieniu mówią wzmianki w dokumentacjach torfowisk z terenów północnej Polski.

Jak dotąd, na ogół nie docenia się u nas znaczenia gospodarczego osadów wapiennych. Niewiele złóż eksploatuje się. Między innymi w okolicach Wejherowa wapień jeziorny użytkowany jest dla produkcji cementu¹. Opiswane osady jeziora Kruklin służą do wyrobu wapna nawozowego oraz kredy paszowej, czyli dodatku mineralnego do pasz dla młodego inwentarza. Osady wapienne wyprażone, zmielone na mączkę i przesiane przez sita mają zastosowanie jako środki przyczepne dla owadobójczych chemikaliów stosowanych przy opylaniu roślin. Przetwórnia osadów znajduje się w Sołdanach w pobliżu wsi Pieczonki — GRN Giżycko².

Budownictwo na Pojezierzu mogłoby mieć miejscową bazę wapienia budowlanego z dna płytkich zbiorników oraz z pokładów, które występują w obrzeżeniach mis jeziornych i pod pokrywą złóż torfu.

W literaturze światowej zagadnienie osadów wapiennych pochodzenia jeziornego od dawna budziło duże zainteresowanie. Proces wytrącania węglanu wapnia z wody obfitującej w kwaśne węglany, przy udziale roślin zielonych, został doświadczalnie potwierdzony przez Pringsheima w 1888 r. (H. Barth [3]). J. Pia [64] w 1933 r. wydaje obszerne dzieło o czwartorzędowych osadach wapiennych pochodzenia wodnego, przytaczając opisy znanych wówczas złóż. Osady wapienne Łotwy zostały szczegółowo opracowane przez I. Daniłansa [16]. W Związku Radzieckim tematyka związana z badaniami osadów jeziornych rozwija się już od 1901 r. (N. Korde [45]). Osady badane są tam wszechstronnie przez specjalistów różnych dziedzin nauki. Osadami wapiennymi w ZSRR zajmował się głównie Strachow (cyt. za Daniłansem [16]). Bardzo interesujące są prace litewskie dotyczące klasyfikacji osadów, zagadnień ewolucji jezior oraz zmian poziomów wody w holocenie na Litwie (Garunkštis [28, 29, 30]). Osadami jeziornymi oraz stratygrafią utworów późnoglacialnych i holocenijskich zajmuje się na terenie Litwy V. Gudelis [33, 34].

¹ Wiadomość z pracy dr Ł. Góreckiej „Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym” — IG PAN, Warszawa 1961 (maszynopis).

² Panu inż. J. Lebedziowi, dyrektorowi Wytwórni Wapna Nawozowego w Sołdanach, jako gospodarzowi badanego obiektu dziękuję za okazaną mi życzliwość i pomoc.

W Polsce jako jedne z pierwszych zostały opracowane plejstocenyjskie jeziorne osady wapienne z okolicy Jasła przez W. Szafera i B. Jaronia [82].

Zagadnieniami związanymi z chemizmem osadów jeziornych oraz typologią jezior zajmuje się M. Stangenberg [73, 74, 75]. Na szczególną wzmiankę zasługują osady jeziorne z okolic Żuchowa opracowane szczegółowo przez specjalistów z wielu dziedzin nauki. Ujemną stroną palynologicznych badań osadów Żuchowa wykonanych przez J. Oszast [63] jest zbadanie tylko górnych warstw osadów, przez co interpretacja tego profilu budzi pewne zastrzeżenia (Moskwitin [56])³. W Żuchowie, jakby wynikało z przekroju geologicznego J. Łyczewskiej [52], na starych interstadialnych osadach w pewnych okresach przy sprzyjających warunkach hydrologicznych narastały także osady holocenyjskie. W oparciu o badania nad osadami jeziora Kruklin można przypuszczać, że w Żuchowie nie było ciągłości w tworzeniu się osadów. Wydaje się, że w późnym glacie ze względu na niski stan wody i suchy klimat osady nie tworzyły się. Dobrze natomiast są wyrażone końcowe okresy holocenu. Opracowane palynologicznie w ostatnich latach osady jezior Skępskich (K. Kępczyński [37]) wykazują obraz zbliżony do jeziora Kruklin, różny od Żuchowa.

Zagadnieniem zanikania jezior w północnej Polsce zajmowali się R. Galon [27] i K. Kalinowska [36]. Prace te oparte były tylko na analizie map topograficznych. W 1961 r. ukazały się dwie prace dotyczące osadów jeziornych: E. Rühlego [66] i W. Słowańskiego [72]. Interesujący jest fakt, że autorzy tych prac nawiązują do problemu zmian poziomów wody w zbiornikach na przestrzeni późnego glaciału i holocenu. K. Bitner pracuje nad wapiennymi osadami pochodzenia jeziornego w okolicach Sidry. Wstępne badanie dotyczące osadów zostało opublikowane w 1958 r. [10], dalsze, szczegółowe wyniki opracowania wymienionych osadów znane mi są z rękopisu.

Podczas opracowywania tego tematu wiele korzystałam ze wskazań prof. dr J. Kondrackiego, za co serdecznie dziękuję. Prof. dr M. Kostyniukowi winna jestem głęboką wdzięczność za przejrzenie tekstu i wiele cennych uwag. Wdzięczna jestem również doc. dr M. Prószyńskiemu, który służył mi radami oraz zapoznał z metodą ilościowego oznaczania CaCO_3 w próbkach, według metody Passona. Dziękuję za pomoc i życzliwość dr H. Więckowskiej, dr Bitnerowi, mgr Czełkowej, mgr Świerczyńskiemu oraz pozostałym kolegom z Katedry

³ W czasie wycieczki VI Kongresu INQUA interpretacja profilu w Żuchowie wzbudziła ogólną wątpliwość wśród uczestników. (Relacja prof. dr J. Kondrackiego).

Geografii Fizycznej. Doc. dr S. Bernatowiczowi z Zakładu Gospodarki Jeziorowej w Giżycku dziękuje za obejrzenie badanego obiektu i cenne uwagi. Pozostałym osobom, a jest ich wiele wśród specjalistów z różnych dziedzin, dziękuję oddzielnie przy omawianiu w tekście pracy zagadnienia, które pomogli mi rozwiązać.

CEL I METODA PRACY

Przedstawienie historii zbiornika wodnego na podstawie szczegółowego opracowania jego osadów jest zagadnieniem nowym w naukowej literaturze polskiej. Wśród dostępnej literatury zagranicznej napotkałam tylko jedną pracę dotyczącą podobnego zagadnienia — pochodzącą z Litwy. Autor jej, Garunkštis [28], omawiając prawa rozwoju jezior wschodniej Litwy, pomimo zastosowania innych metod dochodzi do podobnych wyników. Garunkštis opierał się głównie na morfologii strefy przybrzeżnej jezior, wydzielając tarasy jeziorne dla poszczególnych okresów klimatycznych i poziomów wody. W mojej pracy zagadnienia morfologii jeziora nie były analizowane, natomiast zajęto się samym osadem i zawartymi w nim szczątkami organicznymi. Jako jedno z głównych zagadnień postanowiono znaleźć zależność pomiędzy wahaniami klimatycznymi w okresie tworzenia się osadów a poziomem wód w jeziorach i szybkością sedymentacji. Materiał zbierano w czasie kilku dojazdów w latach 1959—1961 oraz podczas kilkutygodniowych badań terenowych latem 1960 r. W czasie pracy terenowej zapoznano się z morfologią otoczenia jeziora, prowadzono wiercenia, wykonano przekrój geologiczny na ścianie wyrobiska oraz liczne wkopy i poszukiwania w warstwie próchnicy kopalnej. Zapoznano się z charakterem brzegów jeziora oraz współczesną roślinnością wodną żyjącą w jeziorze. W celu rozwiązania wielu interesujących paleogeograficznych zagadnień, związanych z historią jeziora, wykonano szereg badań laboratoryjnych, wśród których niezwykle cenną metodą pomocniczą okazała się analiza pyłkowa. Zostały wykonane następujące analizy laboratoryjne:

- 1) analiza pyłkowa osadów wapiennych i torfowych,
- 2) analiza innych szczątków organicznych w osadach wapiennych (nasiona i oogonia),
- 3) analiza składu botanicznego torfów,
- 4) analiza stopnia rozkładu torfu,
- 5) badania anatomiczne drewna,
- 6) analiza chemiczna osadów (określenie zawartości CaCO_3),

- 7) analiza mięczaków występujących w osadach wapiennych,
- 8) określenie wieku bezwzględne drewna metodą ^{14}C .

Analiza palynologiczna. Celem tej analizy było określenie wieku osadów na podstawie występujących w złożu ziarn pyłku roślin wyższych i zarodników. Badaniom pyłkowym poddano osady jeziorne występujące na zachodnim brzegu jeziora. Próbkę pobierano w czterech punktach, z czego trzy punkty występowały na ścianie wyrobisk A i B, czwarty znajdował się w pobliżu krańców złoża u brzegów dawnego jeziora. Próbkę ze ściany wyrobiska pobierano po odczyszczeniu odkrywki w odstępach co 5 cm. W dolnych partiach profilu, gdzie występuje warstwowanie, pobierano próbki gęściej, uwzględniając każdorazową zmianę barwy osadów.

W profilu nr 3 położonym z dala od centrum jeziora pobierano próbki świdrem torfowym Hillera w odstępach co 10 cm. Miejsca pobierania próbek zaznaczono na mapie geologicznej oraz na przekroju geologicznym ściany wyrobiska.

W osadach jeziora Mały Wągiel próbki pobierane były z monolitu, w odstępach co 10 cm.

Próbki zawierające węglan wapnia zalewano w probówce 10-procentowym HCl, w celu rozpuszczenia węglanów. Po odwirowaniu, przepłukaniu i odwodnieniu, poddawano próbkę acetolizie według metody Erdtmanna (D y a k o w s k a [23]). Próbkę zalewano mieszaniną stężonego kwasu siarkowego i bezwodnika octowego w stosunku 9 części objętościowych bezwodnika kwasu octowego + 1 część stężonego kwasu siarkowego. Próbkę z osadem zalany mieszaniną podgrzewano w łaźni wodnej do wrzenia. Następnie wirowano, dekantowano, płukano kwasem octowym lodowatym, wodą destylowaną — wirując każdorazowo. W dalszym ciągu zabiegów próbkę gotowano w 10-procentowym roztworze KOH, wirowano, kilkakrotnie płukano wodą destylowaną i wreszcie osad w probówce zalewano kilku kroplami gliceryny.

Próbki torfowe przed poddaniem zabiegowi acetolizy gotowano w 10-procentowym roztworze KOH w celu usunięcia związków humusowych.

Występujący w spągu profilu szaroniebieskawy materiał ilasty z małą frekwencją pyłków i zawiesiną z bardzo drobnego pyłu mineralnego, utrudniającego rozpatrywanie pyłków, oprócz opracowania metodami wyżej wymienionymi poddano flotacji metodą Freya⁴ w laboratorium palynologicznym Instytutu Geologicznego.

⁴ Flotacje wykonał ob. Leszek Kalinowski w laboratorium Instytutu Geologicznego, któremu za trud dziękuję.

Ziarna pyłku liczono przy użyciu mikroskopu P.Z.O. stosując powiększenie 600-krotne. Przyjęto zasadę liczenia 200 ziarn pyłku drzew, wyłączając z tej liczby leszczynę, a także pyłek roślin zielnych napotkany podczas zliczania pyłku drzew. Uzyskane dane przedstawiono w postaci tabel i diagramu rozwiniętego.

Analiza innych szczątków organicznych w osadach wapiennych. Celem analizy było poznanie gatunków roślin wodnych, które występowały w jeziorze w holocenie, na podstawie znalezionych w osadzie nasion roślin wyższych oraz oogoniów ramienic.

W tym celu próbki osadu objętości 3 cm³ płukano na sitku o otworach 0,2 mm. Przepłukany materiał zawierający kryształki węgla wapnia większe od 0,2 mm oraz szczątki organiczne przeszukiwano pod lupą binokularową. Napotkane nasiona i oogonia liczono i umieszczono w probówce z gliceryną. Wyniki przedstawiono w formie diagramu i tabeli.

Szczątki zwierzęce napotkane podczas wybierania nasion zaznaczono na diagramie orientacyjnie — znakiem plus.

Analiza składu botanicznego torfu. Torf w złożu występuje w partiach spągowych i stropowych. Celem analizy było określenie składu gatunkowego roślin budujących złożę oraz wykazanie zmian sukcesji roślinnych, zachodzących podczas zmian warunków hydrologicznych. Skład gatunków roślin występujących w złożu określono w Zakładzie Wykorzystania Torfów Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych metodami stosowanymi przez zakład przy szczegółowym opracowaniu składu botanicznego złóż torfu⁵.

Przed przystąpieniem do oznaczania składu botanicznego, próbkę lekko rozgotowywano i przemywano na sitku o otworach 0,2 mm, po czym sporządzano preparat mikroskopowy.

W przypadku turzyc przy oznaczaniu gatunku opierano się na budowie radicelli. Mchy brunatne określano na podstawie kształtów liści i budowy komórek. Torfowce rozpoznawano po budowie liści i łodyg; *Scheuchzeria* na podstawie epidermy liści, kłączy i korzeni. Szczątki brzozy i olchy odróżniano tylko na podstawie kory. W przypadku sosny badano budowę drewna i kory.

W każdej próbce przeglądano 10 pól widzenia. Ze stosunku powierzchni zajmowanej przez poszczególne gatunki w polu widzenia określano ich udział procentowy w złożu.

Analiza stopnia rozkładu torfu. Stopień rozkładu torfu określano według *Tiuremnowa* [87] metodą szacunkową. Przy-

⁵ Kol. mgr Krystynie Pulikowskiej-Lorentz serdecznie dziękuję za pomoc przy określaniu składu torfu.

stępując do określenia stopnia rozkładu próbkę lekko rozgotowywano i z każdej sporządzano po 3 preparaty mikroskopowe. Z trzech preparatów przeglądano 15 pól widzenia i stopień rozkładu obliczano ze stosunku ogólnej masy roślinnej do humusu. Wyniki tych badań zawierają tabele 2 i 14.

Badania anatomiczne drewna. Drewno występuje w dużych ilościach w warstwach spagowych w postaci pni. W celu określenia jego rodzaju wykonano badania anatomiczne drewna w pracowni paleobotanicznej Muzeum Ziemi, w zakładzie prof. H. Czeczotowej, korzystając z pomocy tamtejszych asystentów oraz z miejscowych pomocy naukowych i przyrządów⁶. W celu określenia rodzaju drewna sporządzano preparaty mikroskopowe z różnych przekrojów drewna: promienistego, poprzecznego i stycznego. Obraz uzyskany pod mikroskopem porównywano z preparatami porównawczymi Muzeum Ziemi i z atlasami.

Analiza chemiczna osadów. Analiza miała wykazać zmiany zawartości węglanu wapnia w złożu. Posługiwano się metodą Passona. W tym celu odważano na wadze analitycznej próbkę o ciężarze 200 mg i zalewano ją w specjalnym aparacie z wycechowaną podziałką kwasem solnym. Po zalaniu próbki HCl, zawartość węglanu wapnia w osadzie obliczano mierząc wypartą przez dwutlenek węgla objętość. W celu zmniejszenia błędu dokonywano przynajmniej po dwa odczyty dla jednego poziomu.

Metodę określania zawartości węglanu wapnia przy użyciu aparatu Passona porównywano z metodą Schreiblera, otrzymując wyniki bardzo zbliżone. Różnice pomiędzy wynikami obydwu tych metod leżały w granicach błędu pomiarów.

Analiza mięczaków. Do zanalizowania składu gatunkowego mięczaków występujących w złożu pobierano próbki osadu objętości 3 cm³, w odstępach co 10 cm. Próbki te poddawano ostrożnemu płukaniu na sitku o otworach 0,2 mm. Przepłukany materiał, zawierający gruzełki wapienia jeziornego, szczątki organiczne i skorupki mięczaków, przepatrywano pod lupą binokularową. Dla sprawdzenia przeglądano także materiał niepłukany. Wybrane z osadu mięczaki segregowano i oznaczano⁷. Podczas oznaczania brano także pod uwagę ilościowe wy-

⁶ Kol. mgr Annie Hummel dziękuję za pomoc przy badaniu anatomicznym drewna.

⁷ Mgr Izabelli Pajewskiej-Swidorskiej z Zakładu Gospodarki Jeziorowej w Giżycku dziękuję za wykonanie żmudnej pracy przy określaniu gatunkowym mięczaków występujących w złożu.

stępowanie poszczególnych gatunków. Wyniki analizy mięczaków przedstawiono w tabelach 11 i 12.

Określenie bezwzględnego wieku drewna. W spągu osadów jeziornych masowo występują pnie drzew. Próbką drewna pochodząca z pnia *Pinus*, dzięki uprzejmości dr E. Rutkowskiego z Instytutu Geologicznego, została przewieziona w maju 1960 r. do Hanoweru w celu określenia jej wieku. Wiek bezwzględny drewna określono metodą ^{14}C w ramach przygotowań do VI Międzynarodowego Kongresu INQUA w Polsce.

CHARAKTERYSTYKA TERENU I JEZIORA

Jeziro Kruklin leży na Pojezierzu Mazurskim w wydzielonej przez Kondrackiego [40] Krainie Wielkich Jezior, w odległości 8 km na północny wschód od Giżycka. Położenie geograficzne jeziora wyznaczają przecinające się na jego terenie południki $21^{\circ}52'11''$ i $21^{\circ}53'29''$ i równoleżniki $54^{\circ}1'35''$ i $54^{\circ}4'28''$.

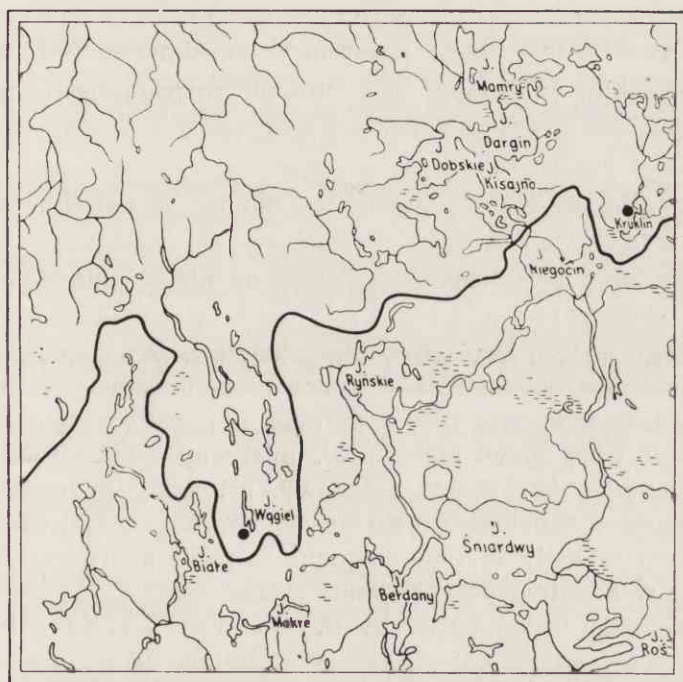
Jeziro ma kształt wydłużonej rynny rozciągającej się południkowo z odchyleniem na SW. Długość jego wynosi około 5300 m, szerokość maksymalna w części północnej 1450 m, a 920 m w części południowej. W środku jezioro zwęża się do 350 m. Powierzchnia jeziora wynosi około 320 ha. Maksymalna głębokość według Chojnowskiego [15] w części północnej wynosi około 26 m, w części południowej około 12 m.

Rzeźba dna obecnego zbiornika i terenów otaczających jezioro jest bardzo urozmaicona, co wyraża się obecnością wysepek na dzisiejszym jeziorze, a także licznymi wyspami mineralnymi tkwiącymi wśród osadów jeziornych, rozsianych wokół współczesnej tafli jeziora Kruklin, które leży w pobliżu działu wód pomiędzy Wisłą a Pregołą (ryc. 1). Fakt bliskości działu wód wpłynął na zarastanie obrzeża jeziora przez torfowe sukcesje roślinne typu przejściowego. Wskutek przekopania kanału w 1854 r. (Srokowski [78]), łączącego bezodpływowe jezioro Kruklin z jeziorem Gołdopiwem, wody z jeziora Kruklin za pośrednictwem Gołdopiwa i rzeki Sapiny odpływają do Świącajt, a stamtąd przez jezioro Mamry i Węgorapę do Pregoły. Od wschodu wpada do jeziora ciek odwadniający szereg niewielkich jezierek, położonych na wschód od jeziora Kruklin. Ingerencja człowieka zmieniła to bezodpływowe niegdyś jezioro na przepływowe i obniżyła poziom jego wody więcej niż o 6 m.

Ze względu na stosunki morfologiczne otoczenia jezioro to zaliczyć należy do typu jezior wytopiskowych. Według Kondrackiego [42]

jeziro Kruklin leży po zewnętrznej stronie VI strefy moren czołowych. Strefa ta otacza od południa jeziro Niegocin, skręca na Upały, przebiega na zachód od misy jeziora Kruklin, następnie zatacza łuk na Kruklanki otaczając jeziro Kruklin od północy, dalej strefa ta wygina się w kierunku południowo-wschodnim. Jezero Kruklin leży na zewnątrz wymienionych moren czołowych i pochodzi ze starszej, V fazy ostatniego zlodowacenia.

Natomiast S. Chojnowski [15] podzielił moreny tego obszaru na starsze, biegnące linią Spytkowo—Upały, i młodsze na linii Sołdany, Kruklanki—Jezero Wydmieńskie. Starsza linia według niego charakteryzuje się zwartością, jest ciągiem 0,5 km szerokim, długim 10 km, przy czym najwyższa kulminacja wynosi 181 m. Na północny wschód zbocza moreny opadają dość gwałtownie przechodząc w misę jeziora Kruklin. Morena młodsza jest poprzerrywana i charakteryzuje ją znaczna zmienność kierunków. Na wschodzie za kanałem Kruklin—Gołdopiwo ciągnie się ona na południowy wschód w kierunku Jeziora Wydmieńskiego, przerywana poprzecznym obniżeniem w okolicy jeziora Ślepki. Dnem obniżenia płynie strumień wpadający do jeziora Kruklin.



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny badanych stanowisk
 — dział pomiędzy Wisłą i Pregolą; ● — badane stanowiska

Jeziro Kruklin leży w nieckowatym obniżeniu zamykającym się poziomą 135 m n.p.m.

Od północy i wschodu moreny VI fazy sąsiadują w wielu miejscach bezpośrednio ze strefą piasków fluwioglacjalnych, które ciągną się w poprzek jeziora w kierunku południowo-wschodnim. Na południe i zachód od jeziora występuje morena denna.

Obszar piasków fluwioglacjalnych urozmaicony jest licznymi zagłębieniami bezodpływowymi, które powstały wskutek wytapiania się brył martwego lodu, ongiś zasypanych przez piaski. Powierzchnia ta tworzyła się bezpośrednio przy czole lodowca. Rozległa powierzchnia sandrowa ciągnąca się od Krukłanki w kierunku Jeziora Wydmiańskiego przecięta jest misą jeziora Kruklin. Obniżenie na północy od jeziora, którym obecnie płynie kanał łączący jeziora Kruklin z jeziorem Gołdopiwiem, powstało w szczelinie wypełnionej martwym lodem. O obecności w tej rynnie lodu świadczą wyraźnie krawędzie podparcia występujące od strony sandru. W podobny sposób powstała rynna na wschód od jeziora Kruklin w kierunku jeziora Żywki. Ślady martwego lodu bardzo wyraźnie zaznaczają dziś krawędzie podparcia wokół jeziora wzdłuż poziomicy 140 m. Najwyraźniej krawędź ta rysuje się nad Jeziorem Małym Kruklińskim w pobliżu nasypu kolejowego byłej kolei Giżycko—Olecko oraz w północnej części jeziora.

Jeziro Kruklin jest przeto jeziorem wytopiskowym (tabl. I).

Jeziro Kruklin w obecnej fazie istnienia rozpada się na trzy zbiorniki:

- 1) właściwe jezioro Kruklin,
- 2) Jezioro Kozuchowskie, stanowiące odnogę w południowo-zachodniej części jeziora właściwego,
- 3) Jezioro Małe Kruklińskie na północ od niego, połączone kanałem z jeziorem właściwym.

1. Właściwe jezioro Kruklin w klasyfikacji Stangenberga [74] należałoby zaliczyć do zbiorników typowo eutroficznych. Z obserwacji prowadzonych podczas lata 1960 r. wynika, iż przezroczystość wody jest mała. Odczyn wody powierzchniowej, mierzony dwukrotnie: w lipcu 1960 r. i w maju 1961 r., był zasadowy. pH wody mierzone w maju 1961 r. za pomocą pehametru elektrycznego wykazało 8,6; podobny wynik 8,5 otrzymano w 1960 r. mierząc odczyn papierkiem wskaźnikowym, stosowanym w katedrze przy badaniu wód.

Nawiązując do badanych przez P. Olszewskiego [61] jezior leżących w niedalekiej odległości od Krukłina (Gołdopiwo pH 8,4, Harsz 8,4, Święcajty 8,4, Dgał 8,2, Stręgiel 8,5) stwierdzamy, iż odczyn zasadowy jeziora Kruklin jest typowy dla jezior tego regionu.



Ryc. 2. Widok ogólny jeziora Kruklin

Z innych własności wody twardość węglanowa oznaczona metodą wersenianową wynosi 9,8 mval. Zawartość wapnia w wodzie wynosi 65,52 mg/l. Dość nieoczekiwane było stwierdzenie w wodzie braku magnezu.⁸

Porównując zawartość wapnia w wodzie jeziora Kruklin z danymi, jakie podaje J. Pia [64] dla niektórych jezior europejskich, należałoby zaliczyć jezioro Kruklin do zbiorników wód o średniej zawartości wapnia.

Brzegi jeziora są silnie zarośnięte drzewami. Dominuje olcha czarna (*Alnus glutinosa*), obok niej występują wierzby (*Salix* sp.) i brzozy (*Betula verrucosa*, *B. pubescens*). W płytkich przybrzeżnych partiach występują zarośla z rzędu *Phragmitetalia*. Szersze ich pasy występują z reguły w południowej części jeziora. Pomiedzy pasem trzcin występują zarośla turzyc (*Carex gracilis* i *C. vulpina*). Spotykana jest także pałka (*Typha latifolia*).

⁸ Analizy wody w Zakładzie Hydrobiologii wykonała mgr Zofia Kaliszczuk-Paduchowa, za co jej bardzo dziękuję.

Roślinność wodna makrofitowa badana była w sierpniu 1960 r. przy dość wysokim stanie wód; wydaje się, że jest ona skąpa. (Wysoki stan wód utrudniał w znacznym stopniu obserwacje). W centralnych partiach jeziora, ze względu na znaczne głębokości, makrofity wodne nie występują. W przybrzeżnych zacisznych miejscach, szczególnie w płytszej południowej części jeziora, występuje w dużych ilościach stosunkowo młody przybysz amerykański — moczarka kanadyjska (*Elodea canadensis*). Pojawienie się jej w tak zamkniętym zbiorniku należy przypisać człowiekowi. Z innych roślin pospolita jest rzęsa trójrowkowa (*Lemna trisulca*), rogatek (*Ceratophyllum* sp.), wywłócznik (*Myriophyllum* sp.) Po silnym wietrze znaleziono także w przybrzeżnych, piaszczystych miejscach szczątki ramienic (*Chara* sp.), co pozwala przypuszczać, że istnieją one w jeziorze.

W połowie sierpnia 1960 r. obserwowano w jeziorze silny zakwit wody spowodowany przez jednokomórkowe zielone glony.

W ciągu kilkunastu ostatnich lat poziom wody w jeziorze Kruklin podniósł się wskutek zwalenia mostu znajdującego się na kanale łączącym jezioro Kruklin właściwe z Małym Kruklińskim. Poziom jeziora wiosną 1960 r. zaznaczony jest na rycinie 16. Podnoszenie się poziomu wody wpływa ujemnie na rozwój przybrzeżnych zarośli z rzędu *Phragmitetalia*, jak i na podwodną roślinność makrofitową przytwierdzoną do dna zbiornika.

2. Jezioro Kozuchowskie ma silniej rozwinięty pas trzciny oraz rozległe podmokłe partie przybrzeżne porośnięte turzycami. Na znacznych przestrzeniach występują powierzchnie pokryte zwarcie przez osokę aloesowatą (*Stratiotes aloides*). Występuje tu także masowo rzęsa trójrowkowa. Silnie zarośnięte Jezioro Kozuchowskie jest rezerwatem przyrody (S. Jarosz [35]) i miejscem masowego gnieźdzenia się mewy śmieszki.

3. Jezioro Małe Kruklińskie ma brzegi porośnięte trzcina i turzycami, podobnie jak wyżej opisane dwa jeziora, i jest ono silnie już splecione. Występuje tu roślinność przytwierdzona do dna, np. grązel żółty (*Nuphar luteum*). Zaobserwowano tu także pływające wysepki mchów.

Jeziora Kozuchowskie i Małe Kruklińskie według klasyfikacji Stangenberg [73] stałyby na pograniczu typu eutroficznego i typu stawowego, z tym że ostatnie z wymienionych jezior byłoby bardziej zbliżone do typu stawowego. Przy wyższych stanach wód, jakie pierwotnie występowały w jeziorze Kruklin, omówione jeziora nie były tak słabo ze sobą związane jak obecnie, ale tworzyły jedną całość oddzieloną podwodnymi progami.

W sąsiedztwie omówionego jeziora występują bogate złoża osadów jeziornych, zawierające ponad 80% węgla wapnia. Osady te zostały

wyłonione z jeziora po obniżeniu poziomu wody przed 100 laty i są głównym tematem badań niniejszej pracy.

STRATYGRAFIA OSADÓW

Stratygrafię osadów jeziora Kruklin, obok obserwacji i wierceń przeprowadzonych przez autorkę w 1960 r., opracowano na podstawie:

1) danych zaczerpniętych z objaśnień do mapy niemieckiej w skali 1 : 25 000 ark. Kruklanki [25],

2) wierceń S. Chojnowskiego [15] wykonanych na tym terenie,

3) danych dokumentacji geologicznej [90].

W dokumentacji szczegółowo opracowany jest tylko wycinek złoża przeznaczony w najbliższych latach do eksploatacji; brak natomiast jakiegokolwiek wzmianki o występowaniu w spągu osadów próchnicy kopalnej i pni drzew.

Dawne przybrzeżne osady jeziorne występują wokół misy jeziora Kruklin sięgając do poziomicy 130 m (tabl. II). Osady jeziorne i torfy zajmują duże obszary, szczególnie wzdłuż zachodniego brzegu. Miąższość ich jest różna i waha się od 0,5 do 8 m. Niżej przytoczono trzy profile stratygraficzne. Położenie profili zaznaczone jest na mapie geologicznej (tabl. II).

Profil 1 (ściana wyrobiska):

0 — 15 cm	mieszanina próchnicy, popiołu i węgla wapnia
15 — 240 cm	wapień jeziorny, barwy kremowej, dołem warstwowany
240 — 280 cm	ił w górze o odcieniu brązowym, dołem niebieskawy
280 — 285 cm	próchnica z korzeniami drzew
285 — 295 cm	piasek różnoziarnisty z korzeniami drzew
295 — 305 cm	żwir drobnoziarnisty
305 —	żwir różnoziarnisty

Profil 2 (ściana wyrobiska):

0 — 15 cm	próchnica
15 — 25 cm	wapień jeziorny
25 — 66 cm	torf
66 — 300 cm	wapień jeziorny, w dole warstwowany
300 — 340 cm	ił
340 — 350 cm	warstwa próchnicy
350 — 380 cm	piasek różnoziarnisty
380 — 395 cm	żwir drobnoziarnisty
395 —	żwir różnoziarnisty

Profil 3 (wiercenie na E od wsi Kozuchy Wielkie):

0 — 20 cm	gleba łąkowo-torfowa
20 — 180 cm	torf (eksploatowany do głębokości 1,3 m)

- 180 — 520 cm wapień jeziorny
 520 — 560 cm il niebieskawoszary
 560 — 580 cm warstwa piaszczystej czarnej próchnicy
 580 — żwir

Przy rozpatrywaniu stratygrafii osadów jeziornych leżących wokół misy jeziora Kruklin uwagę zwraca prawidłowość występowania poszczególnych warstw. Różnice zachodzą jedynie w ich miąższości, natomiast kolejność ułożenia jest taka sama.

Profil 1 nie ma na powierzchni warstwy torfu, ponieważ warstwa ta spaliła się podczas pożaru w 1950 r.

W profilu 2 w warstwie torfu występuje wyraźna wkładka miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów wapienia jeziornego. W profilu 3 — położonym z dala od dzisiejszych brzegów jeziora — warstwa stanowiąca wkładkę wapienia jeziornego już się nie zaznacza. Miąższość pokrywy torfowej dochodzi do 2 m. Górne warstwy osadów w wielu punktach są zaburzone wskutek eksploatacji torfów powierzchniowych. (Na mapie geologicznej z lat 1898—1899 zaznaczono liczne doły potorfowe).

Pod warstwą torfów we wszystkich omawianych profilach występuje dużej miąższości warstwa wapiennych osadów jeziornych. W pobliżu

Tabela 1

Tabela 2

Skład gatunkowy torfu kopalnego

Nazwa rośliny	Procent
Próbka nr 1	
<i>Menyanthes trifoliata</i>	5
<i>Sphagnum apiculatum</i>	+
<i>Sphagnum cf. obtusum</i>	+
<i>Betula</i> (drewno + kora)	15
<i>Pinus</i> (drewno + kora)	5
<i>Aulacomnium palustre</i>	+
<i>Camphotecium nitens</i>	70
<i>Carex dioica</i>	5
<i>Carex limosa</i>	+
<i>Carex rostrata</i>	+
<i>Equisetum</i> sp.	+
Próbka nr 2	
<i>Phragmites communis</i>	7
<i>Pinus</i> (drewno + kora)	62
<i>Betula</i> (drewno + kora)	24
<i>Carex</i> sp.	+
Szczałki nierozpoznane	7

Stopień rozkładu torfu kopalnego w próbce nr 2

Pole widzenia	Humus	Masa	Procent
1	70	90	78
2	60	80	75
3	60	90	66
4	70	100	70
5	70	90	78
6	75	90	83
7	75	90	83
8	50	70	71
9	40	60	67
10	40	60	67
11	40	80	50
12	60	70	86
13	60	70	86
14	60	80	75
15	75	90	83



Ryc. 3. Widok wyrobiska A

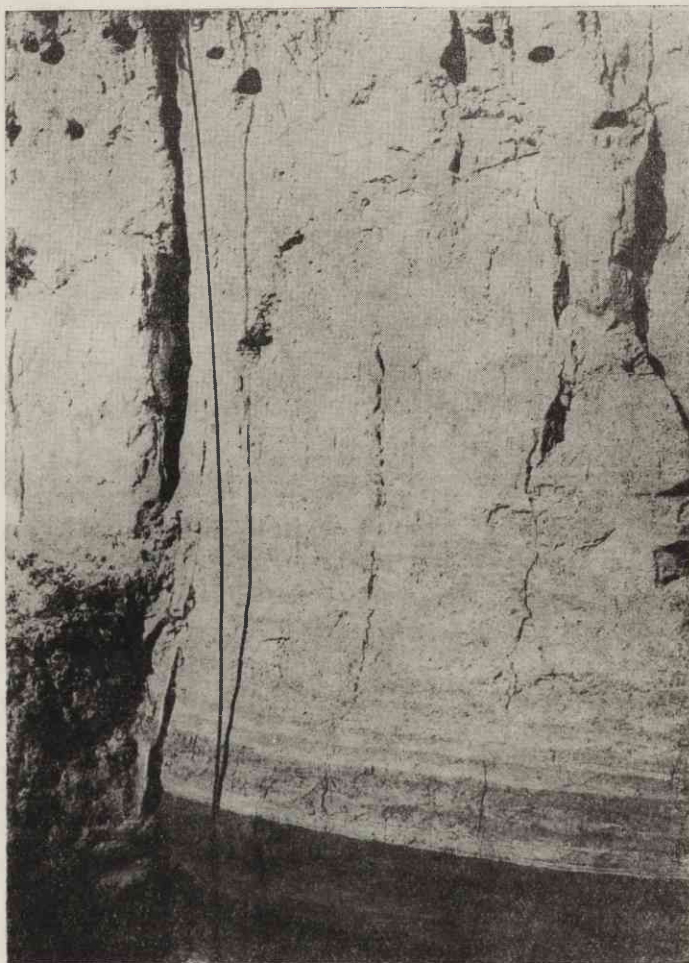
jeziora, poniżej poziomu 125 m warstwa torfu na osadach wapiennych już nie występuje. Wapień jeziorny jest tam przykryty cienką, 10—15 cm, warstwą gleby próchniczno-mineralnej.

Osady wapienne występujące pod warstwą gleby lub torfu w górnych partiach są sypkie — mączyste, w dolnych zawierają domieszki substancji ilastych, dzięki czemu po wysuszeniu są silnie związane. Spąg osadów wapiennych jest wyraźnie warstwowany.

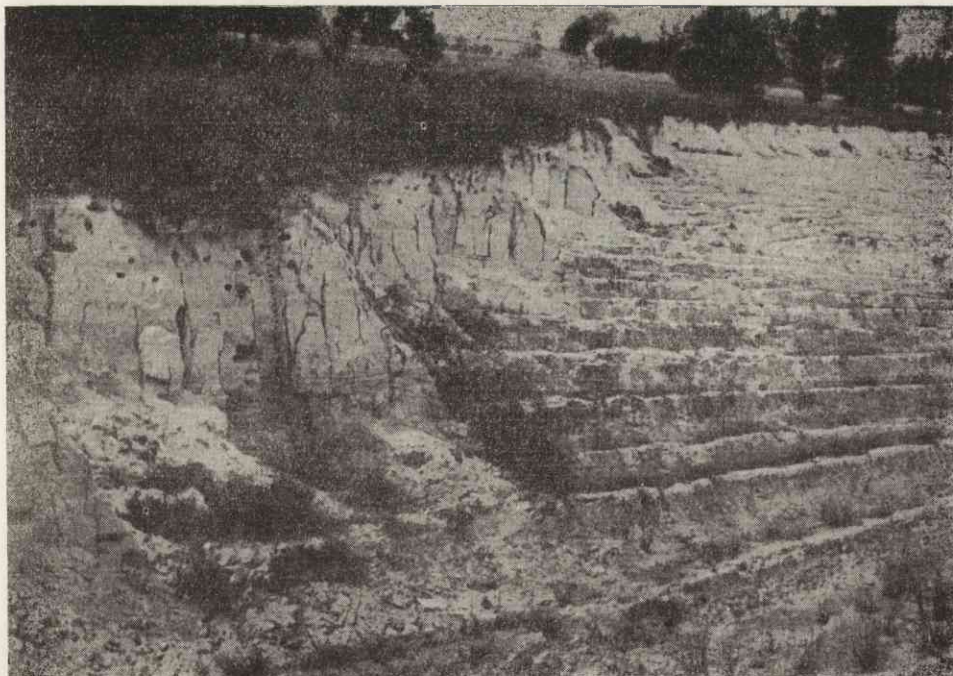
W odsłoniętej podczas eksploatacji ścianie osadów wapiennych utworzyły się dużych rozmiarów szczeliny i kliny. J. Wolańcki [93] opisał tego rodzaju szczeliny występujące w wapiennych osadach jeziornych w innej części Pojezierza Mazurskiego jako kliny mrozowe. W pracy swojej zamieścił fotografie ścian wyrobiska w Pieczonkach. Z obserwacji terenowych i badań laboratoryjnych prowadzonych nad wysychaniem uwodnionych jeziornych osadów wapiennych wynika, że ten początkowo silnie nasycony wodą materiał w miarę utraty wody zmniejsza swoją objętość pękając i tworząc szczeliny wysychania. Osad wapienisty pobrany sondą rdzeniową z dna jeziora Wojsak, w zimie 1961 r., w miarę wysychania zmniejszył objętość o 1/3.

Pod warstwą osadów wapiennych leży kilkunastocentymetrowa warstwa ilów niebieskawoszarych. W ilach występuje słabo zaznacza-

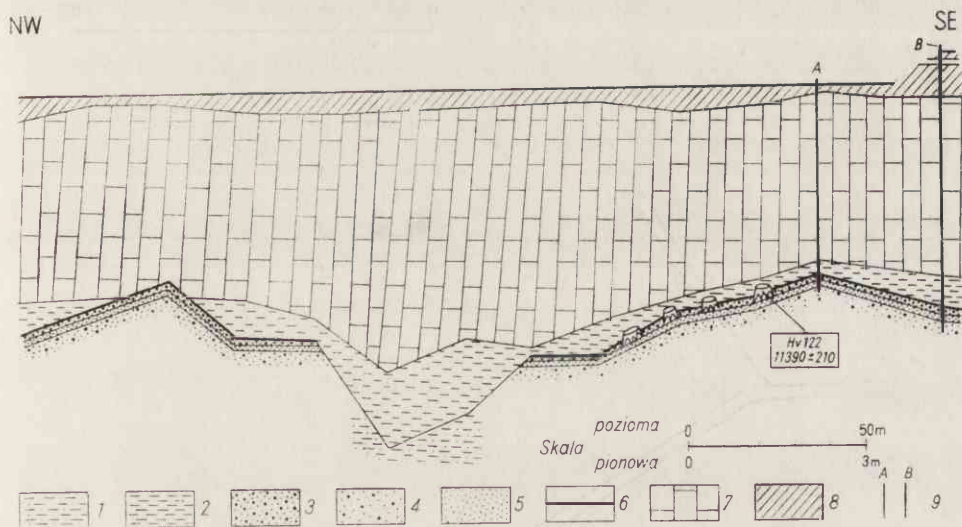
jące się warstwowanie, które składa się z warstewek jaśniejszych i ciemniejszych, miąższości około 1 cm. II wykazuje wyraźną tendencję do łupkowatości na blaszki poziome kilkumilimetrowej grubości. Leży on na 5—10-centymetrowej warstwie próchnicy lub na nieco większej miąższości warstwie torfu. Na terenie eksploatowanym, gdzie na przestrzeni kilkudziesięciu metrów kwadratowych została usunięta warstwa osadów wapiennych, pod iłami odnaleziono 10 pni drzew występujących *in situ*. W celu określenia przestrzennego zasięgu występowania pni drzew i próchnicy wykonano wiercenia poszukiwawcze w punktach położonych z dala od jeziora. Wiercenia wykonano na zachód od Jeziora Kozuchowskiego i na zachód od wyrobiska. Wszystkie



Ryc. 4. Sciana wyrobiska z widocznym warstwowaniem



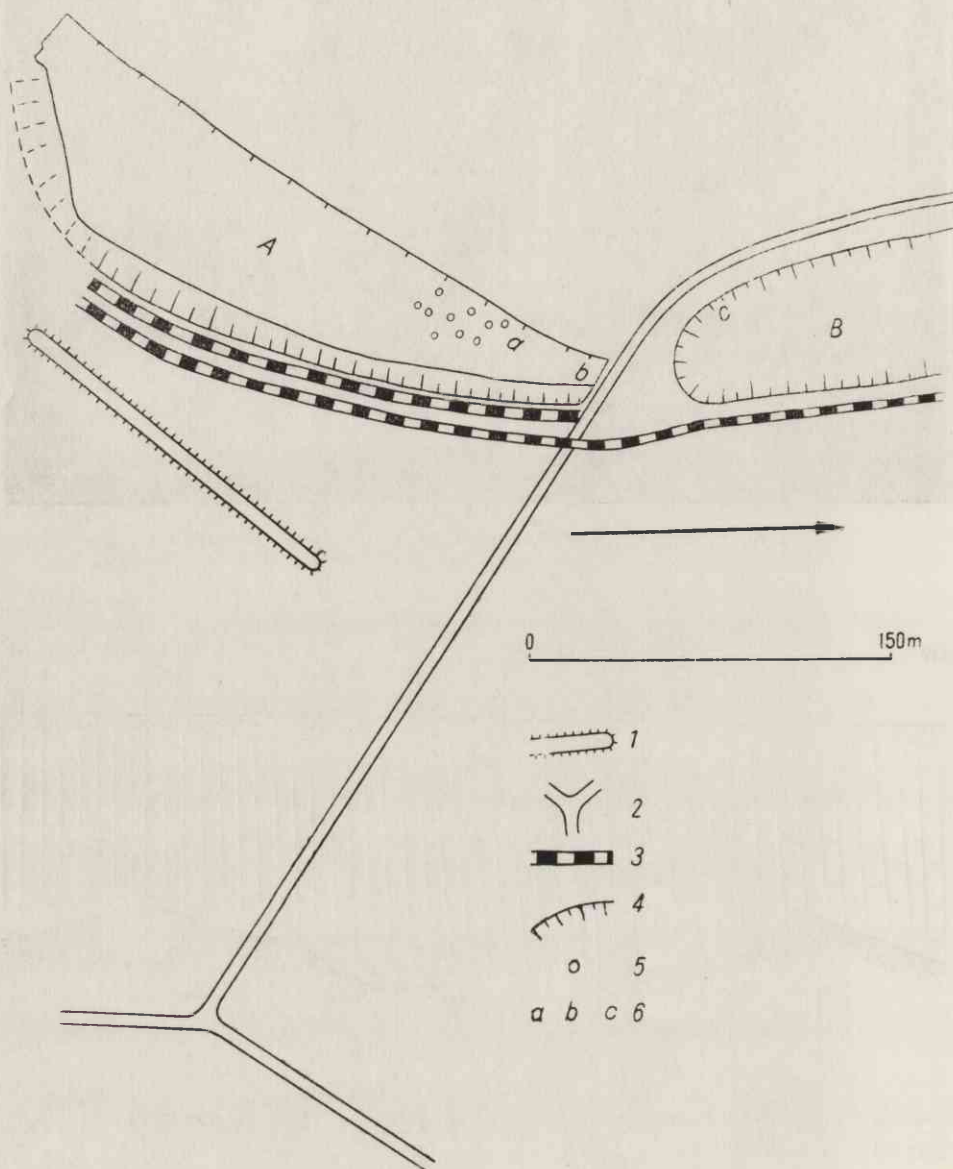
Ryc. 5. Szczeliny wysychania w osadach wapiennych



Ryc. 6. Przekrój geologiczny ściany wyrobiska

1 — il piaszczysty; 2 — il; 3 — żwir różnoziarnisty; 4 — piasek różnoziarnisty; 5 — żwir drobnoziarnisty; 6 — próchnica kopalna; 7 — wapień jeziorny; 8 — próchnica i torf; 9 — miejsca pobrania próbek

wiercenia wskazywały na obecność w spągu osadów jeziornych warstwy próchnicy kopalnej. W kilku przypadkach podczas wierceń natrafiono także na szczątki drewna. Z powyższego wynika, że las występował niegdyś na dużych przestrzeniach wokół jeziora.



Ryc. 7. Plan sytuacyjny wyrobisk

1 — zwal nawierzchni torfowej; 2 — drogi; 3 — tory kolejki roboczej; 4 — stare wyrobisko;
5 — pnie drzew; 6 — miejsca pobrania próbek

Po szczegółowym zbadaniu ściany wyrobiska o długości około 300 m udało się ustalić, że nieco poniżej poziomu zawierającego pnie drzew istnieją ślady zatoki dawnego jeziora. W miarę zbliżania się do zatoki zwiększa się miąższość warstwy próchnicznej, po czym przechodzi ona w torf. Analiza składu botanicznego oraz stopnia rozkładu tego torfu przedstawiona jest na tab. 1 i 2. Próbkę, pomimo iż brane były z punktów oddalonych od siebie zaledwie o kilkadziesiąt centymetrów, reprezentują różny torf. Próbka nr 1 przedstawia torf mszysty niski. Złoże zbudowane jest z *Camphotecium nitens*, przy znacznym udziale szczątków drzewnych.

Próbka nr 2 reprezentuje torf drzewny z małym udziałem trzciny, barwy prawie czarnej, słabo zwięzły, z dużym zanieczyszczeniem piaskiem i żwirem. Średni stopień rozkładu wynosi 69%. W torfie występującym nad brzegiem wspomnianej zatoki widoczne są ślady wahań poziomów wody w postaci warstewek piasku naniesionych na torf.

W miejscu gdzie występowała dawna zatoka jeziora, brak warstwy próchnicy. Niebieskawy materiał ilasty leży na silnie piaszczystym ile o podobnej barwie, tworzącym się w jeziorze wówczas, gdy obok jeziora rosły drzewa i tworzyła się warstwa próchnicy. Poniżej ciemnej warstwy próchnicznej występują piaski różnoziarniste miąższości 10—40 centymetrów. W piaskach tych spotykane są liczne konkracje wapniste oraz grudki miękkiego wapienia. Jest to strefa występowania korzeni drzew, które poniżej tej warstwy nie schodzą. Pod warstwą piaszczystą występuje warstwa żwiru drobnoziarnistego miąższości 10—30 cm. Niżej leży nieustalanej miąższości żwir różnoziarnisty.

WIEK OSADÓW

Wiek osadów określono za pomocą analizy pyłkowej oraz metodą węgla radioaktywnego. Zestawienie składu rodzajowego ziarn pyłku występujących w złożu pozwoliło na wydzielenie okresów rozwoju roślinności na badanym obszarze w późnym glacie i holocenie.

Przy podziale diagramu pyłkowego na poszczególne piętra (fazy) nawiązano do faz, jakie ustalił Firbas [24] dla terenu Niemiec oraz Nilsson [57] dla Danii. Za przyjęciem tego podziału przemawiał m. in. fakt, że diagram pyłkowy osadów jeziora Kruklin dzięki brakowi dolnego maksimum świerka różni się od znanych diagramów z terenów Europy wschodniej.

Wapienne osady jeziorne są doskonałym materiałem do badań pyłkowych, ponieważ dobrze konserwują błony pyłków dostających się do złoża. Należy jednak podkreślić mały udział pyłku roślin zielnych w badanych osadach.

Jeziro Kruklin należało do zbiorników o dużej powierzchni (ryc. 16 i tab. 1 i 2) i jest rzeczą zrozumiałą, że na tak rozległą taflę jeziora padać musiały raczej ziarna pyłku drzew niż roślin zielnych, które miały mniejsze możliwości dostania się do wyższych warstw atmosfery w terenie zadrzewionym. W złożach osadów wapiennych pochodzących z większych jezior nie występuje więc zanieczyszczenie przez pyłek lokalny. Analiza pyłkowa wykonana w różnych punktach strefy litoralnej dawnego jeziora pozwala stwierdzić niemal identyczny skład pyłku danej warstwy w różnych punktach.

Nasuwa się więc wniosek, że ziarna pyłku przed opadnięciem na dno zbiornika pływają czas jakiś w wodzie, powodując wymieszanie zawiesiny pyłkowej i równomierne odkładanie się pyłku z danego okresu na dnie zbiornika. Abołkals [1] przypuszcza, że nagromadzenie w osadzie wapiennym dużej ilości pyłku świadczy o powolnym narastaniu złoża. Takiej prawidłowości w przypadku badanych osadów jeziora Kruklin nie stwierdzono. Przeciwnie, w okresie optimum klimatycznego, gdy narastanie osadów wapiennych następowało bardzo energicznie — występuje największa frekwencja pyłku w złożu. Na 1 cm² preparatu przypada przeciętnie 500 ziarn pyłku, podczas gdy w okresie preborealnym na 1 cm² przypadało ich około 200. Opadnięty na dno zbiornika pyłek traktować należy jak wszelki inny osad, dzieli on bowiem los, jaki spotyka jeziorne osady mineralne. W dalszym ciągu pracy zwraca się uwagę na wynoszenie w niektórych okresach osadów przez prądy wody. Poprawa klimatu w okresie atlantyckim wpływająca na szybkość sedymentacji powodowała także bujniejszy rozwój roślinności drzewiastej produkującej większe ilości pyłku. Zbadano palynologicznie trzy profile osadów jeziornych, pochodzące ze ścian wyrobisk A i B. Dwa z wykonanych profilów dały prawidłowy obraz tylko do okresu subborealnego. Po okresie atlantyckim występowały w tych profilach silnie skorodowane pyłki drzew oraz masowo drobne spory mchów, co sprawiało, że analizowanie materiału było niesłychanie żmudne, a uzyskany obraz zupełnie nieczytelny. Na szczęście w trzecim profilu uzyskano obraz prawidłowy aż do powierzchni złoża. Niekiedy i w tym profilu w górnych jego partiach obserwowano nieco skorodowane ziarna pyłku *Alnus*.

Wobec zbieżności dolnych partii wszystkich rozpatrywanych profilów zamieszczono w pracy tylko profil 2 (tab. 3 i diagram — ryc. 9).

Ponieważ miąższość pokrywy torfowej na osadach wapienia jeziornego jest różna (od kilku centymetrów do 2 m), interesujący był moment ogólnego obniżenia poziomu wód w jeziorze i początek sedymentacji torfowej. W tym celu wykonano analizę pyłkową w osadach położo-

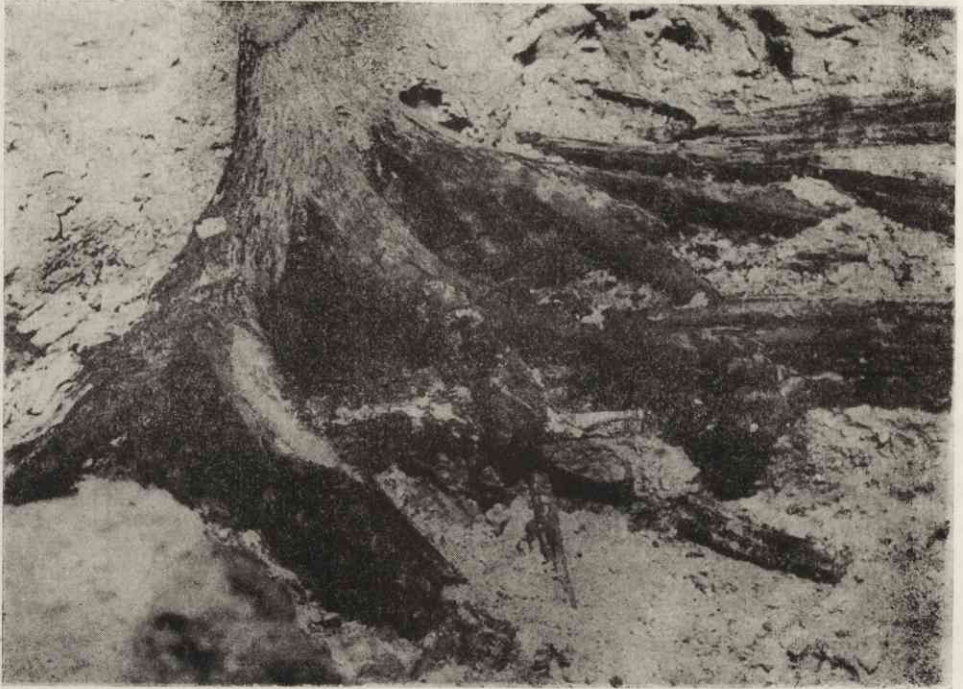
nych z dala od centrum jeziora, gdzie pokrywa torfowa miała miąższość około 1,5 m. Analizie pyłkowej poddano tylko górne warstwy wapienia jeziornego (30 cm) i leżącą na nim warstwę torfu miąższości 1 m. Wierzchnia warstwa torfu w tym profilu, miąższości 30—40 cm, była silnie przesuszona i charakteryzowała się małą frekwencją pyłków.

Stwierdzono, iż w przypadku osadów torfowych występuje większe zróżnicowanie pyłku w złożu, odpowiadające jednemu okresowi. Brak tu zjawiska mieszania zawiesiny pyłkowej, które zapewne występowało w osadach wapienia jeziornego tworzących się przy wyższych stanach wody, w stosunku do osadów torfowych. W dwu przytoczonych diagramach zachodzą różnice w górnych partiach spowodowane przerwą w tworzeniu się osadów. Przerwa ta nastąpiła szybciej w partiach położonych z dala od centrum jeziora, a ponowne rozpoczęcie sedymentacji nastąpiło tam później. Tym należy tłumaczyć różnice zachodzące w górnych partiach profilów⁹.

Rozpatrywanie wieku osadów rozpoczyna się od momentu, gdy nad jeziorem rósł las, którego szczątki zachowały się w postaci grupy pni odsłoniętych podczas eksploatacji w 1960 r. Za równowiekowy z warstwą próchnicy uważać należy ił piaszczysty, leżący wprawdzie poniżej warstwy próchnicy, ale pokryty materiałem identycznym jak pnie drzew. Analiza pyłkowa materiału piaszczysto-ilastego pobranego z dna dawnej zatoki jeziora wykazuje, że w okresie tworzenia się osadów panował las sosnowo-brzozowy. Pyłek sosny stanowi 50 do 55%, brzozy 40 do 45%. Regularnie w niewielkiej ilości występuje leszczyna (około 3%) oraz sporadycznie pyłek dębu i olchy. W trzech próbkach zanotowano 4 ziarna pyłku tych drzew. Udział zielnych jest niewielki, wskazuje na teren lesisty. Wśród zielnych dominują: turzyce — około 4%, trawy — 2%, dalej krzyżowe, wrzosowate, złożone, komosowate, spory paproci i mchów.

Analiza pyłkowa warstwy próchnicy wskazuje na zmniejszoną frekwencję pyłku. Wśród drzew panuje sosna. Udział zielnych jest niewielki. Stosunkowo dużo w tej warstwie występuje zarodników mchów. Mała frekwencja pyłku jest w sprzeczności z występującymi szczątkami drzew. W tej warstwie na niewielkiej powierzchni odnaleziono 10 pni drzew występujących *in situ* (ryc. 7). Dwa z nich należą do rodzaju *Betula*. Rozpoznano je po doskonale zachowanej białej korze. Pozostałe należą do rodzaju *Pinus*. Badania anatomiczne wykonane na kilku

⁹ Dr M. Dąbrowskiemu dziękuję za pomoc w oznaczaniu niektórych rzadkich ziarn pyłku oraz przedyskutowanie podziału diagramu na poszczególne okresy.



Ryc. 8. Częściowo odsłonięty pień (*Pinus*) pochodzący z allerödu

egzemplarzach pozwoliły ustalić jedynie rodzaj. Gatunku nie udało się określić wskutek częściowego zniekształcenia komórek. Prawdopodobnie jest to *Pinus silvestris*. Poszukiwania nasion w warstwie próchnicy kopalnej nie przyniosły spodziewanych rezultatów.

Na uwagę zasługują duże przyrosty roczne widoczne na pniach sosny. Średni przyrost roczny wynosi 3 do 4 mm. Zwarcie pni jest znaczne. Odległość pomiędzy niektórymi pniami wynosi zaledwie 3 m. W 1957 r. w eksploatowanym wówczas wyrobisku B (ryc. 7), położonym na północny wschód od obecnego wyrobiska, natrafiono na kilkadziesiąt zwalonych pni drzew pokrytych warstwą ilów. Wykształcenie koron zwalonych pni wskazywało, że rósł musiały w znacznym zwarciu. Małą frekwencją pyłku w tej warstwie należy tłumaczyć niekorzystnymi warunkami konserwacji. W nadległej 1-centymetrowej warstwie łu frekwencja pyłku wzrasta. Biorąc pod uwagę spektra pyłkowe nadległych warstw, okres — w którym nad jeziorem panuje las następnie zatopiony — odnieść należy do ostatniego interstadiału alleröd. Według F i r b a s a [24] jest to okres II, a XI okres według T. N i l s o n a [57]. Las rósł wówczas nad jeziorem, którego rozmiary (powierzchnię) można porównać do powierzchni zajmowanej przez jezioro obecnie. Przypusz-

czać należy, że był to zbiornik dość płytki. Pod warstwą gleby porośniętej lasem leżał lód, który w miarę ocieplania wytapiał się, powodując powstanie misy jeziornej. Można zauważyć ślady chwilowych transgresji wody dawnego jeziora w postaci warstewek piasku naniesionych na torf. Silne osiadanie terenu wskutek dość szybkiego wytapiania lodu musiało nastąpić pod koniec allerödu. Wtedy to warstwa gleby z pniami drzew pograżyła się w wodzie, czego następstwem było zamarcie i zwalenie drzew. W tym okresie powstaje około 1 cm gruba warstwa łu mineralnego, charakteryzująca się dużą frekwencją pyłku drzew. Z powyższego wynika, że alleröd w swojej końcowej fazie był najcieplejszy, spowodował bowiem dość nagle zatopienie lasu rosnącego nad jeziorem.

Próbkę drewna z masowo występujących pni w spągu osadów jeziornych przewieziono w maju 1960 r. dzięki uprzejmości dr E. Rutkowskiego, pracownika Instytutu Geologicznego, do Hanoweru w celu określenia w Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung wieku bezwzględnego drewna. Wyniki otrzymano 25 września 1961 r. Wiek drewna określony metodą ^{14}C wynosił $11\,390 \pm 210$ lat przed rokiem 1950. Wynik ten całkowicie potwierdza uprzednio określony wiek osadów na podstawie analiz pyłkowych¹⁰.

Leżący na warstwie próchnicy kopalnej z pniami łu szaroniebieski, który w pierwszej fazie miał dużą frekwencję pyłku, bardzo szybko przechodzi w osad charakteryzujący się nadzwyczaj małą zawartością pyłków. Na 1 cm² powierzchni preparatu przypada 15—20 ziarn pyłku. Przy obliczaniu i rozpoznawaniu pyłku w tej warstwie, obok małej frekwencji, dodatkową trudność przy ich rozpoznawaniu stanowił osad pyłu mineralnego, który usunięto stosując flotację.

Wśród rozpoznanych ziarn pyłku w tej warstwie dominuje sosna (*Pinus* 90%), z niewielką domieszką brzozy (*Betula* 7%) i wierzby (*Salix* 3%). Wśród zielnych panują turzyce (*Carex* do 30%), trawy (*Gramineae* do 7,5%), złożone (*Compositae* łącznie z bylicą *Artemisia* — do 8%), wrzosowate (*Ericaceae* do 2,5), komosowate łącznie z goździkowatymi (*Chenopodiaceae* + *Cariophyllaceae* — 5%). W materiale sprawdzanym po flotacji zauważono dwa pyłki *Selaginella*.

Ze spektrum pyłkowego wynika, iż przedstawia ono oziębienie klimatu, które nastąpiło w młodszym dryasie (według Firbasa okres III, według Nilsona — X). Teren w sąsiedztwie jeziora był bezleśny, a obraz spektrum pyłkowego jest zbliżony do tego, jaki występuje na granicy

¹⁰ Panu dr E. Rutkowskiemu serdecznie dziękuję za przewiezienie drewna do Hanoweru i umożliwienie wykonania analizy na ^{14}C .

lasu. Należy się spodziewać, że z nastaniem silnego oziębienia klimatu znikły lasy sosnowe w okolicy jeziora Kruklin. Występujący w spektrum pyłek sosny pochodzi zapewne z transportu. Dowodem tego może być mała frekwencja pyłków w osadzie ilastym. Z zielnych w okresie młodszego dryasu w spektrach pyłkowych na terytorium Polski panują głównie suchoroślowe bylice. Panowanie turzyc w okolicy jeziora Kruklin jest zjawiskiem lokalnym, związanym z silnym obniżeniem poziomu wody w jeziorze w tym okresie. Wokół jeziora Kruklin w młodszym dryasie panują rozległe bagniska porośnięte turzycami i trzciną, czego dowodem są występujące w ile korzenie tych roślin. Ił składał się z drobnego pyłu mineralnego, przyniesionego prawdopodobnie przez suche wiatry północne. Południowe wiatry niosły ze sobą pyłek drzew. Pod koniec młodszego dryasu następuje zmiana barwy osadów. Ił staje się ciemniejszy, z większą domieszką substancji organicznych, następnie zaczynają się tworzyć osady węgla wapnia. W spektrum pyłkowym gwałtownie wzrasta brzoza (*Betula*); dochodzi do 60% dominując nad sosną (*Pinus*). Pojawia się pyłek drzew ciepłolubnych — leszczyny (*Corylus* — 2,5%) i wiązu (*Ulmus* — do 4%).

W osadzie wapiennym, który leży na ile i zawiera ponad 80% węgla wapnia, maleje ilość wiązu, lekko wzrasta ilość leszczyny, stanowiąc około 5%. Na jasnych utworach warstwowanych leżą osady wapienne barwy ciemniejszej, z większą domieszką substancji ilastych. W osadach ciemniejszej barwy gwałtownie wzrasta ilość pyłku drzew ciepłolubnych. Leszczyna stanowi początkowo 17,5%, w następnej próbie już 27,5%. Zwiększa się ilość wiązu oraz pojawia się pod koniec tej warstwy olcha (*Alnus*). Z następną zmianą osadów na bardziej węglanowe (jaśniejsze) i warstwowane zmniejsza się nieco ilość leszczyny stanowiąc 20%, wiąz wyraźnie zanika (0,5%), olchy w tej warstwie nie stwierdzono. Ponownej zmianie barwy na osad ciemniejszy towarzyszy wyraźny wzrost zawartości pyłków leszczyny (50%), wzrasta także ilość wiązu, pojawia się dąb oraz ponownie, wyraźnie — olcha. Z zielnych występujących w tym okresie największy procent stanowią turzycy, dalej trawy, paprocie, sporadycznie komosowate, złożone i wrzosowate.

Z przedstawionego wyżej zestawienia pyłków zawartych w osadach wynika, że reprezentuje ono okres panowania brzozy — preborealny (według Firbasa okres IV, według Nilsona — IX). Okres ten, nazywany niekiedy przejściowym (Nejsztadt [58]) charakteryzują w osadach jeziora Kruklin zmiany barwy osadów i zmiany ilościowego występowania pyłku drzew ciepłolubnych. Powyższe stwierdzenie pozwala wysunąć przypuszczenie o dużych zmianach klimatycznych charakteryzujących okres preborealny. Dowodem tego są zmiany w spektrach pyłko-

wych poszczególnych warstw z tego okresu. Wahaniom klimatycznym (zwłaszcza temperatury) towarzyszyło rozprzestrzenianie się bądź cofanie się drzew ciepłolubnych oraz zmiany poziomu wody w jeziorze.

Moment, gdy regularnie w spektrum pyłkowym pojawia się i wzrasta ilość pyłku drzew ciepłolubnych, uznano za okres borealny (według Firbasa — V okres, a według Nilsona — VIII i VII). W początkowej fazie tego okresu występuje w złożu osad silnie węglanowy, barwy jasnej, po czym zmienia się barwa osadu na nieco ciemniejszą. W spektrum pyłkowym panuje teraz sosna, przy wyraźnie zmniejszonej roli brzozy. Bardzo duże wartości osiąga leszczyna, dochodząc w jednym przypadku do 100%. Regularnie i we wzrastających ilościach występuje pyłek drzew ciepłolubnych: wiąz, dąb i lipa, osiągając już wartość 25%. Wzrasta także ilość olchy.

Zielne, podobnie jak w poprzednim okresie, nie odgrywają większej roli. Ogólnie procent zielnych w tym okresie dochodzi do 15. Dominują w dalszym ciągu turzyce, które porastały niskie brzegi jeziora. Na drugim miejscu wśród zielnych wymienić należy trawy, dalej paprocie, pokrzywy itd. Miąższość osadów przypadająca na okres borealny jest mała (około 30 cm).

Ku górze następuje w osadach stały wzrost pyłku drzew ciepłolubnych. Wkraczamy w optimum klimatyczne. W spektrach pyłkowych panuje olcha, stanowiąc 50%. Przedstawiciele *Quercetum mixtum* osiągają wartość około 38%, przy czym w pierwszej fazie tego okresu wyraźnie dominuje wiąz. Na drugim miejscu występuje lipa. Zmniejsza się wydatnie ilość leszczyny w tym okresie. Wyróżniono pyłek chmielu — składnika lasów łęgowych. Najmniejsze wartości osiąga w tym okresie pyłek sosny. Brzoza, występująca początkowo w małych ilościach, w końcowych odcinkach tego okresu wykazuje wzrost ilościowy. Z innych drzew po raz pierwszy w profilu pojawia się grab (*Carpinus*) i ponownie świerk, który sporadycznie notowany był już w dolnych partiach profilu.

Zielne w sumie przedstawiają małe wartości, ale widzimy wśród nich większe zróżnicowanie. Obok turzyc i traw sporadycznie występują baldaszkowe (*Umbelliferae*), pokrzywy, babka (*Plantago*), a nawet pierwsze ziarna pyłku zbóż (na granicy atlantyckiego optimum klimatycznego i okresu subborealnego napotkano pyłek *Cerealia*). Opisany obraz palynologiczny obejmuje warstwę osadów wynoszącą ponad 1,5 m, odpowiadającą optimum klimatycznemu — okresowi atlantyckiemu (według Firbasa okresy VI i VII, według Nilsona VI i V). Piętro VI Firbasa jest to starszy okres optimum klimatycznego, w którym składniki ciepłolubnego lasu mieszanego oraz olcha występują w dużych ilościach. Sto-

sunkowo dużo jest jeszcze leszczyny, natomiast ilość sosny osiąga tu najmniejsze wartości. Granica z piętrzem VII występuje w okresie spadku ilości leszczyny i wiązu. Piętro VII Firbasa to późny okres optimum klimatycznego — pojawia się wówczas pyłek grabu (*Carpinus*) oraz ponownie świerka, w końcowej fazie zjawia się buk (*Fagus*). Pod koniec tego okresu pojawiają się pierwsze ziarna pyłku zbóż i babki (*Plantago*).

W badanym profilu w dalszym ciągu występują osady wapienne, w których CaCO_3 dochodzi do 85%. Zmienia się jednak skład gatunkowy pyłków. Wzrasta wyraźnie ilość sosny. Zmniejsza się wydatnie ilość pyłku drzew ciepłolubnych, szczególnie wiąz zanika prawie zupełnie. W niewielkich ilościach występuje dąb i lipa. Krzywa olchy wykazuje duże wahania, które tłumaczyć należy dość gwałtownym osuszeniem terenu, w związku z czym olcha zdobywała sobie nowe tereny wkraczając na torfowiska występujące w tym czasie wokół jeziora. Podobnie zachowywał się świerk. W spektrum pyłkowym z zielnych wyraźnie dominują spory torfowców. Rośliny te występowały masowo budując na osadach węglanu wapnia złoża torfu przejściowego. Dość znaczny jest udział turzyc. Inne zielne, podobnie jak w poprzednim okresie, występują raczej sporadycznie. Omówione wyżej osady wapienne i torfowe, ze względu na występujący w nich skład pyłków, odnieść należy do okresu subborealnego (według Firbasa — VIII okres, według Nilsona III i IV okres).

Należy nadmienić, że w tej warstwie masowo występują skorodowane ziarna pyłku roślin. Szczególnie pyłek *Alnus* wydaje się być podatny na korozję. Jak już wyżej wspomniano, z pobranych do analiz osadów w trzech różnych punktach na ścianie wyrobisk, w dwu wypadkach warstwa odpowiadająca okresowi subborealnemu miała obraz zniekształcony. Większość ziarn pyłku była rozłożona i pojawiły się w wielkich ilościach drobne spory mchów. Powyższe zjawisko tłumaczone jest wynurzeniem tej warstwy osadów pod koniec okresu subborealnego. Granicą pomiędzy następnym piętrzem jest warstwa torfu, którego stopień rozkładu wynosi powyżej 80% (tab. 14). Na osadach torfowych, silnie rozłożonych w badanym punkcie przekroju, pojawia się ponownie warstewka 10—15 cm węglanu wapnia, przykryta próchnicą powierzchniową. W spektrum pyłkowym dominuje sosna, stanowiąc ponad 75%. Stosunkowo duży jest udział świerka — 6%. Przedstawiciele *Quercetum mixtum* tworzą średnio około 3%. Pyłek olchy stanowi niewielki procent, a krzywa jego wykazuje wahania.

Z zielnych obok spor *Sphagnum* występują turzycy i trawy. Stosunkowo duże wartości (2,5%) osiągają *Cerealia*. Pojawia się babka

Głębokość w cm	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Picea</i>	<i>Salix</i>	<i>Corylus</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercetum mixtum</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i>	<i>Cariophyllaceae + Chenopodiaceae</i>	<i>Cruciferae</i>
15	74	6	6	1,5	1,5	1,5	1		2,5	8,5	1		10	7,5			0,5	
20	75	6	11		2		1,5		1,5	3	0,5		4,5	14			0,5	
25	70	8	12		5		2	2	4	5	5		3,5	9		0,5		
30	66,5	12,5	4,5	1,5	3	0,5	1,5	0,5	2	6	6		4	2			0,5	
35	57	28	6	1	3,5	1	1	2,5	4,5	7	1,5		6	4				
40	51	25	5	1	8		2	0,5	2,5	12	5		3	3				0,5
45	50	34	2	1,5	9,5	0,5	1,5	1	3	3	9		5	6		0,5		
50	54	20	4		10		3	0,5	3,5	15	3		1,5	3	0,5			0,5
55	51	15	9,5	0,5	9	1,5	1		2,5	18	4,5	0,5	3	3				
60	45	11,5	15		10	2	2	2	6	18	2		1,5	7				
65	50	16	1,5	0,5	3,5	0,5	3,5	2	6	22	4		2	6			0,5	
70	53	9	15		6	1	2	2	5	16	2			4		1		
75	42,5	17	3	0,5	4,5	0,5	2,5	0,5	3,5	27	5	1,5	2,5	4				
80	55	11	5		8	1,5	2	0,5	4	18	6		4,5	7				
85	51,5	21	5,5		5,5	1,5	1		2,5	15	1,5	3	4	5				
90	45	15	2,5	2,5	25	6	4	3,5	13,5	21	0,5		4	11				1
95	56	22	3,5		5	1	2,5		3,5	13	2		2,5			0,5	1	
100	36	24	1,5		15	1	5	1	7	16	1,5		5	12			1	
105	32	32	2,5		4	2	4,5		6,5	24	4	0,5	3,5	2	1			
110	28	30	1	1,5	17	1,5	3		4,5	21	1		3					
115	28,5	20	2	0,5	8	2	5	4	11	35	6	0,5	2	2		0,5		
120	34	19	5	2,5	16	2,5	2,5	2	7	21	1		3,5	7			0,5	
125	18	25	1	0,5	14	1,5	7	2,5	11	45	1		0,5	0,5				0,5
130	23	20	4	3,5	20	5	4	4	13	30	1,5		3	10				
135	22	17		2,5	5,5	3,5	8,5	4	16	44	6		2,5	3		0,5		
140	30	12	0,5		15	11	1	14,5	26,5	31			1	5		0,5		
145	27,5	10	14	0,5	11	2,5	4,5	5	12	30	6		3	6		1,5	1,5	
150	25	5,5	1		10,5	5	3	13	21	48				2,5		0,5		
155	25	14	0,5		11,5	9,5	5	9,5	24	35	1,5			2,5				
160	29	6,5			16	12	8	12	32	34				1,5				
165	40	7,5			22	10	5,5	8,5	24	29,5				2				
170	25	7,5		1	24	12,5	4,5	10	27	39,5				1,5		0,5		
175	10	10		1	21	17	6	12	35	44			2	1,5	0,5			
180	22	9		0,5	18	15	5	10	30	38			0,5	1		1		
185	20	9	1	0,5	33	9,5	8	12	29,5	38				1,5				
190	8	8		1,5	18	20	4,5	18,5	35	47,5			0,5	1	0,5	1,5		

zióra Kruklin, w procentach
fil 2

<i>Ericaceae</i>	<i>Epilobium</i>	<i>Humulus</i>	<i>Plantago</i>	<i>Polygonum</i>	<i>Ranunculus</i>	<i>Labiatae</i>	<i>Umbelliferae</i>	<i>Monocotyledones</i>	<i>Urtica</i>	<i>Cerealita</i>	<i>Scirpus</i>	<i>Typha</i>	<i>Nymphaea</i>	<i>Polypodium</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Selaginella</i>	<i>Sphagnum + Bryales</i>	Varia	Suma NAP
1			1			0,5				2,5	5			0,5			12	1,5	68
1										1		1		2,5	0,5		0,5	2	107
0,5							0,5			1	0,5	0,5		1,5			1	2	41
3									1			1,5					28	4	61
			0,5		0,5	0,5					0,5			0,5			40	2	116
2			0,5				0,5				0,5						30	3	83
	0,5					0,5								1			50	1,5	135
1,5																	48	3	118
		0,5									0,5			1,5			30	1	81
0,5			0,5		0,5					0,5	0,5						45	3	116
2										0,5				0,5			22	2,5	69
1										4				5,5			8	2	57
			0,5		1				1,5	0,5							1	1,5	25
									0,5	1	2,5			10				4	56
			0,5		0,5					0,5	0,5						2	2	32
							0,5	0,5			0,5			2,5				1	42
1							0,5						3				1	5	29
1							0,5			2		0,5		3				2	54
			0,5				0,5				1		5	1,5			1	0,5	33
					0,5			0,5				0,5		2				2	17
0,5		1					0,5		0,5	1			2,5	2				3	26
											5			2,5				1	41
			1					0,5	0,5				0,5	1,5				1	13
									0,5		2			2,5				3	42
			0,5									1						2	19
										3				4,5	2,5			1	35
										1			3	0,5				1,5	34
			0,5							0,5				5				2	22
							0,5						4	4,5			2	2	31
													3	5			2	1,5	21
0,5						0,5						3			2			1	17
				0,5						2				2,5	0,5			2	19
1														0,5	0,5			0,5	14
0,5													0,5	4	0,5			2	18
1,5														1,5	1			2	15
0,5											0,5			2	0,5			1	16

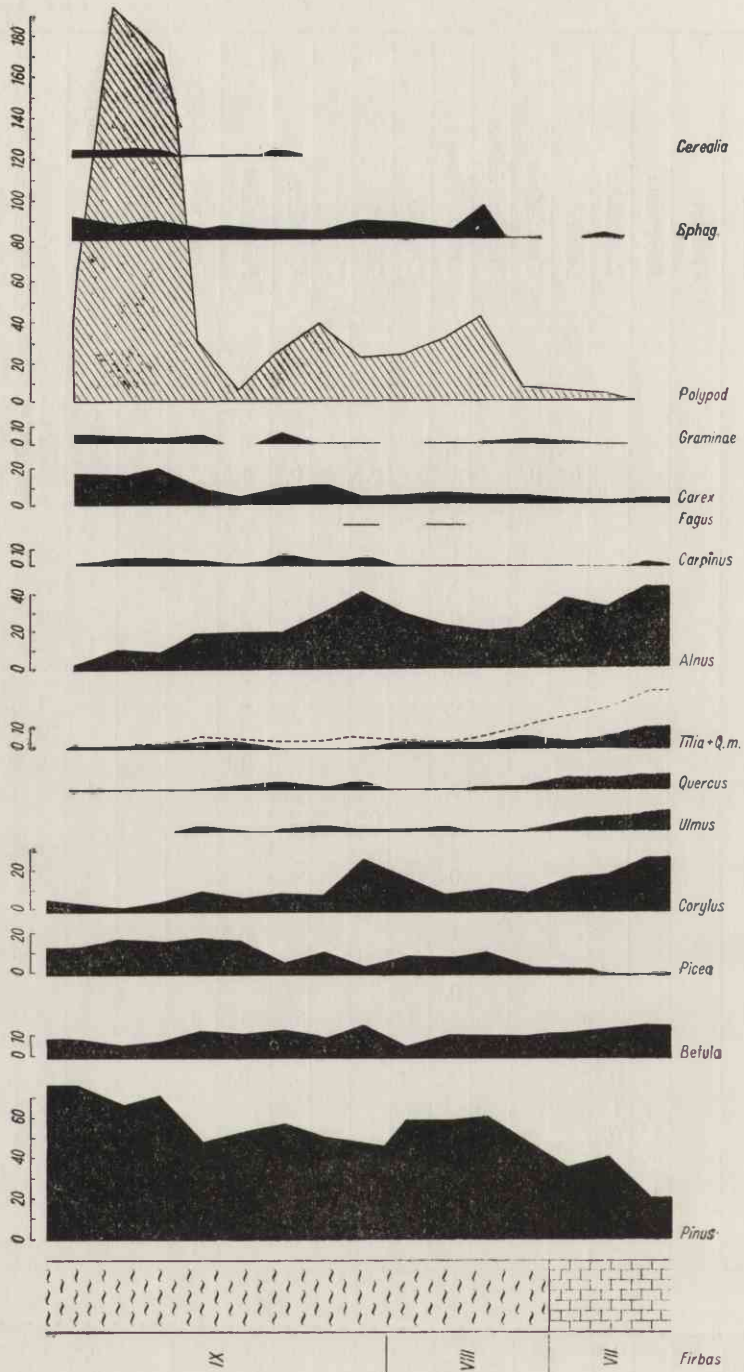
Głębokość w cm	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Picea</i>	<i>Salix</i>	<i>Corylus</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercetum mixtum</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i>	<i>Cariophyllaceae + Chenopodiaceae</i>	<i>Cruciferae</i>
195	24	3,5		1,5	34	16	5,5	15	36,5	35			0,5	1				
200	30	15		0,5	22	16	4	11	31	25				0,5	1			
205	40,5	6		0,5	30	17	1	8	26	27			1	0,5				
210	36	10		1	37	15,5	4	16	35,5	15			1,5	1				
215	34	9,5		0,5	35	17	4	6	27	29			2	0,5				
220	26	14		1	14	16,5	4,5	10,5	31,5	28			0,5					
225	25,5	12	0,5		14	14	3	9	26	36				0,5			0,5	
230	27	9,5			20	15	2,5	6	23,5	40			0,5				1,5	
235	38	7		0,5	13	16	4,5	6	26,5	28			1	2,5				
240	34,5	12,5			18	20	1	5	26	27			0,5	1,5				
245	32	18			22	12,5	1,5	4	18	32			0,5					
250	33,5	22,5		1	32	13	1	3	17	26			1	0,5	0,5			
255	30	20			23	16	4,5	3,5	24	26				2,5			1	
260	43,5	11,5			35	12	1	5	18	27			0,5	2				
265	55,5	20		1,5	52,5	3	1	2	6	17			1	2				
270	54	20		2	60	8	1	2	11	13			1	2	0,5			
275	60	20		1	63	10,5		2,5	13	6			3	2				
280	38	25			100	20	1,5	3,5	25	12			2,5	5	1			
285	60	23			45	13	1		14	4			6	2	1,5			
290	72	26			30	3			3	1,5			2	2		1		
295	61,5	23		0,5	56	8	1		9	1			3	2,5	0,5			
300	58	30		3	50	8	1	0,5	9,5	1,5			4	3,5	0,5			
305	66	32		1,5	20	0,5							10	7	0,5			
310	56	40,5			27,5	3				0,5			3,5	7,5	0,5		1	
315	38,5	57,5			17,5								2,5	4,5		1	0,5	
320	40	60			4								1,5	5,5	1	1	2,5	
325	47	50	2	1	2,5								8	7	0,5	1	0,5	
330	87	7,5		5									4	3,5	1,5	0,5	2,5	
335	85	8		2,5									4,5	15	7,5	1,5	5	
340	93	5		2									15	30	3,5		5	0,5
345	88	8		1,5									5,5	20	5		1	0,5
350	88	7,5	1	2,5	1								2,5	6		2,5	1	

59	40	1	0,5	3,5		0,5							3	2,5		0,5	0,5	0,5
52,5	46,5		1	2		0,5			0,5				1,5	4,5	0,5	0,5		
49,5	45	0,5	3,5	3									2	4,5			0,5	1

Tabela 3 c.d.

<i>Ericaceae</i>	<i>Epilobium</i>	<i>Humulus</i>	<i>Plantago</i>	<i>Polygonum</i>	<i>Ranunculus</i>	<i>Labiatae</i>	<i>Umbelliferae</i>	<i>Monocotyledones</i>	<i>Urtica</i>	<i>Cerealia</i>	<i>Scirpus</i>	<i>Typha</i>	<i>Nymphaea</i>	<i>Polypodium</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Selaginella</i>	<i>Sphagnum + Bryales</i>	Varia	Suma NAP
	0,5								1					0,5				2	11
1,5									1					6				3	26
1,5														6			0,5	1,5	22
0,5								1,5						4			0,5	1,5	21
						0,5	0,5				0,5		0,5	1,5				2	16
0,5								0,5						3,5	0,5			0,5	12
	0,5							0,5						2,5				3	15
								1						1,5				2	13
0,5								0,5						2				3	19
0,5								0,5						5				2	20
													0,5	2,5			1,5	1,5	13
0,5								0,5						2				1,5	13
0,5	0,5							0,5						4				1,5	21
														5				2	19
0,5								0,5						1,5				2	14
0,5																	1	4	19
				0,5							0,5		2					3	22
0,5																		3	24
1								0,5					4					2	32
													2					2	18
								1						6,5				3	33
																		2,5	21
0,5								0,5										3	43
1														1,5	1			2	36
1					0,5									3,5				2,5	32
					0,5									0,5				4	29
					1									5	1			2	52
1	0,5			1	0,5										2,5		11	3	60
2,5				2										0,5			2	5	91
0,5	1			1											1,5	1	4	2,5	131
1	0,5																	1,5	70
1														1			6	2	44

0,5				0,5											2		0,5	1	23
0,5																	2	3	25
	0,5													0,5		1,5	3		27



Ryc. 10. Diagram pyłkowy osadów jeziora Kruklin (3)

Pyłki i spory w osadach jeziora Kruklin,
w procentach (Profil 3)

Głębokość w cm	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Picea</i>	<i>Corylus</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercetum mixtum</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Carex</i>	<i>Graminae</i>	<i>Chenopodiaceae + Caryophyllaceae</i>	<i>Compositae</i>	<i>Menyanthes</i>	<i>Urtica</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Scirpus</i>	<i>Cerealia</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Polypodium</i>	<i>Sphagnum</i>	Varia	Suma NAP
30	72,5	7	15,5	2,5	—	1,5	0,5	2	2,5	0,5	—	18	4,5	1	—	—	—	0,5	—	2,5	0,5	30	10	6	146
40	65	4	16	1	—	0,5	—	0,5	10	3	—	14	3	—	—	7	—	1	—	3	—	190	6	5	562
50	65	5	15	3	—	1	1	2	8	3	—	18	1,5	0,5	—	3	—	—	2	—	165	8	3	602	
60	48	11,5	17,5	10	2	2	2	6	16	2	0,5	8	3	—	—	5	0,5	—	—	—	30	4	3,5	108	
70	53	9	15	15	1	2	2	5	17	1,5	—	4	—	—	—	—	—	1,5	—	0,5	—	6	5	2	38
80	57	11	5	8	1,5	2,5	0,5	4,5	18	6	—	7,5	4,5	—	—	—	1	—	—	2	—	25	3	4	94
90	50	7	10	7,5	2,5	1,5	0,5	4,5	27	2	—	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—	38	2	1	104
100	33	13	3,5	25	1	4	1,5	6,5	38	5	4	1	—	1	2	0,5	1	—	—	—	—	22	7	2	83
110	58	3,5	8	17	1	—	2	3	27	1	0,5	3,5	—	0,5	0,5	—	—	—	—	1,5	—	23	8	0,5	75
120	58	8,5	6,5	8,5	1,5	0,5	0,5	2,5	21	3	2	6	1	1	—	—	—	—	—	—	—	30	3	1	84
130	60	9	10	10	0,5	2,5	2,5	5,5	20	1,5	0,5	5	1	—	—	—	—	1	0,5	—	—	42	15	2	133
140	48	9,5	3	9,5	2	2,5	7	11,5	22	1,5	—	4	2	0,5	—	—	—	—	—	—	—	7	—	1	33
150	35	10,5	1	15,5	7	5,5	4	16,5	35	1,5	—	3	1	—	—	—	0,5	—	—	—	—	5	—	2	23
160	40	12	1	17	9	5,5	5	19,5	28	—	—	2	1	—	—	—	—	—	0,5	—	—	4	—	0,5	16
170	20	9	1	25,5	10	7	10	27	38	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	0,5	—	3	14

i spory paproci. Osady wapienne leżące na silnie rozłożonym torfie oraz pokrywająca je warstwa humusu reprezentują w osadach okres subatlantycki (według Firbasa — IX i X, według Nilsona I i II okres).

W początkowej fazie okresu subatlantyckiego występuje w złożu hiatus, poziom wody bowiem w jeziorze, jak to wykazane zostanie w innym rozdziale, był tak niski, że nie tworzyły się osady. Ponowne tworzenie się osadów rozpoczęło się w drugiej połowie okresu subatlantyckiego i zostało przerwane w momencie przekopania kanału łączącego jezioro Kruklin z jeziorem Gołdopiwem i obniżenia poziomu wody w Kruklinie o kilka metrów. Miąższość osadów odpowiadająca okresowi subatlantyckiemu w omawianym profilu jest bardzo mała — wynosi około 30—35 cm. Okres subatlantycki lepiej jest wyrażony w profilu 3, położonym z dala od brzegów jeziora, gdzie, jak wynika z analizy pyłkowej, miąższość osadów odpowiadających okresowi subatlantyckiemu wynosi około 1 m. Profil pyłkowy 3 pobrany został w punkcie położonym na zachód od profilu 2 w przybrzeżnej partii dawnego jeziora. Zasadniczym motywem zanalizowania tego profilu było uchwycenie momentu początków sedymentacji torfowej w brzeżnych partiach jeziora. Zanalizowano w tym profilu górne warstwy wapienia jeziornego (30 cm) oraz leżącą na nim warstwę torfu. Powierzchniowe partie złoża torfowego były silnie przesuszone, miały bardzo małą frekwencję pyłku i z tych względów analizy ich zaniechano.

W 3 profilu trzy z rozpatrywanych próbek wapienia jeziornego odpowiadają składem pyłku szyćkowi optimum klimatycznego. Według Firbasa jest to VII piętro. Wyraźnie maleją w próbkach składniki ciepłolubnego lasu mieszanego. Okres subborealny w profilu 3 wyrażony jest warstwą torfu około 50 cm, podczas gdy w profilu 2 na okres subborealny przypada około 50 cm osadów wapienia jeziornego i 40 cm torfu; w sumie 90 cm osadów. Prawdopodobne przyczyny nierównomiernego narastania osadów podamy w rozdziale o zmianach poziomu wody.

Okres subatlantycki w profilu 3 charakteryzuje stosunkowo duży udział sosny, której ilość, w miarę trwania okresu, wzrasta. Ilość brzozy nieznacznie maleje. Świerk przeciętnie stanowi 15%, leszczyna występuje w niewielkich ilościach, a krzywa jej wykazuje wahania.

Wiąz w ilości około 1,5% występuje tylko w dolnych próbkach, które odpowiadają początkowi okresu subatlantyckiego. Zmniejsza się ilość olchy, grab występuje w niewielkich ilościach. Jak wyżej zaznaczono, górne partie osadów torfowych, przesuszone i silnie rozłożone, nie były poddawane analizie, a niewątpliwie reprezentują one końcowe stadia okresu subatlantyckiego.

SKŁAD CHEMICZNY, WARSTWOWANIE I WARUNKI SEDYMENTACJI OSADÓW

Jak wynika z tabel 5 i 6, holocenijskie osady jeziora Kruklin zawierają duże ilości węglanu wapnia. Według własnych obliczeń średnia zawartość CaCO_3 w złożu, określona metodą Passona, wynosi około 82%. Z analiz załączonych w wycinkowej dokumentacji (Wenerowicz [90]) wynika, iż jest jeszcze większa i wynosi około 86%. Dość znaczna różnica w zawartości CaCO_3 zapewne spowodowana jest faktem, iż w dokumentacji dolne warstwy osadów wapiennych nie były brane w rachubę i przy eksploatacji są z reguły pomijane.

Tabela 5

Średni skład chemiczny holocenijskich osadów jeziora Kruklin w %¹¹

Składnik	Zawartość	Składnik	Zawartość
SiO_2	2,78	As_2O_3	0,001
Fe_2O_3	0,77	CO_2	38,15
Al_2O_3	0,28	Substancja organiczna	8,19
P_2O_5	0,035	CaCO_3	85,95
CaO	48,00	Części nierozpuszczalne	4,29
MgO	0,73	Straty prażenia	45,30
PbO	0,001	Wilgotność w 105°C	34,13

Silnie wapniste osady jeziorne powstały w wyniku „biologicznego odwapnienia wody” przez rośliny wodne żyjące w litoralnej strefie jeziora. Skład gatunkowy roślin omówiony jest w rozdziale traktującym o zmianach poziomu wody w jeziorze Kruklin. Uderzająco mała jest zawartość substancji organicznych (8,19%), co świadczy o silnym natlenieniu wody i szybkim rozkładzie szczątków organicznych w osadach.

Ogólnie rzecz biorąc, aby osad wapienny mógł powstać, konieczne są warunki:

- 1) obecność w wodzie kwaśnego węglanu wapnia,
- 2) obecność roślin zielonych asymilujących CO_2 ,
- 3) brak w wodzie wolnego CO_2 .

Jeżeli chodzi o dwa pierwsze czynniki, to wiele miejsca poświęcono im w literaturze fachowej (Pia, Daniłans i in.). Mniej uwagi poświęcono czynnikowi trzeciemu, który w tym przypadku jest niezwykle ważny.

¹¹ Analizy wykonane były w Politechnice Warszawskiej; wiadomość z dokumentacji — Wenerowicz [90].

Z pracy H. Bartha [3] wynika, że rośliny niechętnie korzystają z dwutlenku węgla zawartego w kwaśnych węglanach. Węglany rozkładają one tylko w przypadku braku wolnego CO₂, przy czym wolniej rosną. W płytkich, przybrzeżnych częściach zbiornika panują specyficzne warunki — zbliżone do tych jakie Stangenberg [73] nazywa stawowymi. Woda tutaj poruszana przez wiatry jest dobrze przewietrzana, dwutlenek węgla szybko ucieka do atmosfery, natomiast tlen, którego w powietrzu jest dużo, rozpuszcza się w wodzie. Rośliny żyjące w warunkach silnego natlenienia, przy braku dwutlenku węgla, zmuszone są do pobierania przy asymilacji CO₂ z kwaśnego węglanu, powodując równocześnie wytrącanie osadu. Głębsze warstwy wody nie są tak dobrze przewietrzane i z reguły gromadzi się wolny CO₂. Wytworzone w górnych warstwach wody osady, spadając na dno, trafiają na wolny CO₂ i zostają częściowo rozpuszczone. Czynnikiem wpływającym na małą miąższość osadów jest w pewnych okresach wysoki poziom wody. Powoduje on po pierwsze powolniejsze wytrącanie osadów, po wtóre częściowe rozpuszczenie osadu przez wolny CO₂.

Tabela 6

Zawartość węglanu wapnia w osadach jeziora Kruklin (Profil 1)

Głębokość cm	Odczyty		Średnio	Głębokość cm	Odczyty		Średnio
	1	2			1	2	
20	80	81	80,5	130	82	78	80
25	85	82	83,5	135	77	—	77
30	85	82	83,5	140	87	85	86
35	85	84	84,5	145	86	86	86
40	82	—	82	150	88	80	84
45	87	90	88,5	155	83	87	85
50	88	—	88	160	80	82	81
55	84	81	82,5	165	82	86	84
60	81	78	79,5	170	86	79	82,5
65	82	78	80	175	79	78	78,5
70	84	84	84	180	79	76	77,5
75	73	72	72,5	185	78	70	74
80	67	68	67,5	190	74	76	75,5
85	83	82	82,5	195	75	76	75,5
90	80	81	80,5	200	72	80	76
95	82	80	81	205	74	76	75
100	80	82	81	210	76	70	73
105	84	82	83	215	83	87	85
110	77	78	77,5	220	75	73	74
115	83	89	86	225	36	34	35
120	80	87	83,5	230	88	82	85
125	83	85	84	235	66	62	64

Tabela 7 ilustruje rozkład zawartości CO₂ w wodzie zależnie od głębokości i temperatury. Z tabeli tej wynika, że wapienne osady poniżej 8 m tworzą się bardzo powoli lub w ogóle się nie tworzą, ponieważ obecność wolnego CO₂ i wody powoduje rozpuszczanie CaCO₃. Dowodem występowania roślin w omawianej części jeziora Kruklin i powolnego narastania osadów jest duże nagromadzenie nasion *Najas marina* (ryc. 13 i tab. 10) w warstwie odpowiadającej okresowi borealnemu.

Tabela 7

Rozkład temperatury, pH, O₂ i CO₂ w zalewie Ubeli 12. VIII. 1952 r.
według Per i Szkolnikowej
(cyt. za Daniłansem [16])

Głębokość m	Temperatura °C	O ₂		CO ₂	pH
		mg/l	%		
powierzchnia	22,0	8,8	97,5	0,0	8,4
2,0	21,4	9,0	97,8	0,0	8,3
3,0	21,3	8,9	96,6	0,0	8,3
4,0	19,5	7,5	79,6	1,7	7,9
5,0	17,7	6,3	64,6	3,9	7,6
7,0	16,2	5,0	49,8	4,5	7,3
8,0	7,5	1,1	9,4	14,0	6,9
15,0	5,4	1,1	8,7	17,7	6,8
23,0	5,1	0,37	2,9	20,4	6,8

Przekrój geologiczny wykonany na ścianie wyrobiska o długości 280 m ujawnił występujące w osadach warstwowanie oraz różną miąższość poszczególnych warstw osadów, w różnych punktach przekroju. Szczególnie dobrze widoczne jest warstwowanie w dolnych częściach profilu, z reguły wilgotniejszych; w osadach przesuszonych warstwowanie zaznacza się słabiej.

W. B. Szostakowicz [85] po zebraniu istniejącej literatury na temat warstwowania osadów jeziornych i opierając się na własnych obserwacjach, podaje takie przyczyny występowania warstwowania:

- 1) warstwowanie zaznacza się tam, gdzie zachodzą zmiany sezonowe klimatu (lato, zima),
- 2) brak fauny dennej, która przez naruszenie podłoża zaciera różnice pomiędzy osadami lata i zimy,
- 3) silny rozwój sezonowy niektórych przedstawicieli fauny zabarwia w pewnych okresach osad ich ekskrementami.

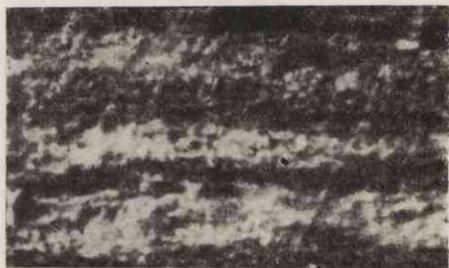
W strefie litoralnej jeziora Kruklin warstwowanie obserwować można w osadach młodszego dryasu. Warstewki z tego okresu mają miąższość około 1 cm i różnią się barwą: są ciemniejsze i jaśniejsze. Osady

występujące pod koniec dryasu i w początku okresu preborealnego są ciemnej barwy, bez widocznego warstwowania. Wyraźne warstwowanie ponownie pojawia się w osadach węglanu wapnia, odpowiadających okresowi preborealnemu i borealnemu.

W okresie preborealnym występują trzy rodzaje osadów wapiennych:

- 1) osady wapienne barwy jasnej, zawierające około 85% CaCO_3 ,
- 2) osady wapienne barwy ciemniejszej, zawierające 35—74% CaCO_3 ,
- 3) osady z doskonale widocznymi drobnymi warstewkami ułożonymi na przemian jasna i ciemna; miąższość poszczególnych warstewek około 1,5 mm; zawartość CaCO_3 dochodzi do 76% (ryc.11).

Z obserwacji prowadzonych nad zabarwieniem osadów młodszego dryasu wynika, że warstewki ciemne i jasne są spowodowane różną zawartością substancji organicznych w osadzie. W warstwach jasnych jest mniej substancji organicznych, podczas gdy ciemne zawierają ich znacznie więcej. Osady z końca dryasu i początku okresu preborealnego mają zabarwienie ciemne wskutek większej zawartości substancji organicznych. Można przypuszczać, że ocieplenie klimatu było przyczyną bujniejszego życia organicznego i większego nagromadzenia szczątków w tej warstwie.



Ryc. 11. Warstewki roczne z okresu preborealnego

Osady wapienne okresu preborealnego, barwy jasnej, z dużą zawartością CaCO_3 , są osadami płytkowodnymi. Intensywny proces wytrącania węglanu wapnia zachodzi w wodach płytkich, o czym wspomniano na początku rozdziału. Osady ciemne z tego okresu z mniejszą zawartością CaCO_3 (35—75%) tworzą się w głębszych wodach nie sprzyjających wytrącaniu węglanu wapnia. W osadach tych występuje większa domieszka substancji ilastych. Osady z drobnymi warstewkami ciemnymi i jasnymi mają roczny rytm sedymentacji. Dwie warstewki — jasna i ciemna — odpowiadają osadom jednego roku (ryc. 11). Powstały one przy niskich stanach wód w zimnym klimacie, gdy zamrznięty zbiornik miał zimną grubą powłokę lodową pokrytą śniegiem.

Niedobór tlenu w płytkim zamrzniętym zbiorniku powodował masowe zamieranie planktonu. Przy rozkładzie obumarłych organizmów wytwarzał się w dużych ilościach dwutlenek węgla, który rozpuszczał węglan wapnia. Zmiany ilościowe glonów oraz ich masowe zamieranie przy silnym zamarzaniu płytkich zbiorników badała W. Kurtz [47].

Warstewki ciemne to warstwy, w których węglan wapnia został rozpuszczony przez dwutlenek węgla wytworzony zimą podczas rozkładu zmarłego planktonu. W tej warstwie masowo występują oogonia ramienic pozbawione otoczki wapiennej. Warstwy ciemnej nie należy uważać za całkowicie wytworzoną zimą, raczej za przeobrażoną zimą (odwapnioną). Warstewki jasne powstawały w okresach letnich, kiedy to w płytkim zbiorniku ponownie intensywnie tworzyły się osady węglanu wapnia.

Wspomniany już przekrój geologiczny (ryc. 6) rzuca także światło na sposób ułożenia osadów w misie jeziornej. Największe różnice miąższości ma warstwa ilów niebieskawoszarych. Osady tworzące się w jeziorze dążą do wyrównania nierówności dna zbiornika i w pierwszej fazie odkładania miąższość osadów ma największe różnice. Osady młodszego dryasu spowodowały daleko posunięte złagodzenie rzeźby dna zbiornika. Wszelkie głęboczki zostały wypełnione osadami i stąd tak duża różnica w miąższości osadów tego okresu.

Osady warstwowane (cienkie roczne warstewki) oraz osady węglanu wapnia barwy jasnej wykazują tendencję do zachowania równomiernej miąższości warstw. Osady ciemniejszej barwy z okresu preborealnego, z większą domieszką substancji ilastych, charakteryzują większe różnice w miąższości występujących warstw w poszczególnych punktach przekroju.

Nasuwa się więc przypuszczenie, że osady warstwowane i jasne powstawały w wodach płytkich. Osad tworzył się intensywnie i pozostawał w miejscu powstania, podczas gdy w wodach głębszych część osadu była przenoszona przez prądy na inne miejsce. Zagadnienie zmian barwy osadów i głębokości wody poruszone będzie jeszcze w rozdziale o zmianach poziomu wody jeziora.

PRÓBA OBLICZENIA ZMIAN INTENSYWNOŚCI SEDYMENTACJI

Podstawą do obliczenia szybkości sedymentacji jest podział opracowanego profilu na poszczególne okresy klimatyczne. Podział ten przeprowadzono na podstawie wykonanej w złożu analizy pyłkowej. Miąższość warstw osadów przypadającą dla każdego okresu klimatycznego dzielono przez czas (ilość lat) trwania danego okresu. W ten sposób otrzymano szybkość sedymentacji przypadającą na jeden rok.

Dane otrzymane z tych obliczeń posiadają wartości przybliżone i orientacyjne, ponieważ:

1. Narastanie złożu osadów wapiennych było różne w różnych punktach dawnego jeziora i waha się w granicach od kilkudziesięciu centy-

metrów do 6 m. Profil, na którym oparto obliczenia, można uważać za profil o średniej miąższości, grubość holocénskich osadów wynosiła tu około 3 m.

2. Czynnikiem, który ma zasadniczy wpływ na wartość obliczenia, jest podział profilu na okresy klimatyczne. W rozpatrywanym przypadku nie wyklucza się istnienia niewielkich różnic (kilka centymetrów) w wyznaczonych granicach pomiędzy poszczególnymi okresami.

3. Właściwe (trafne) określenie długości czasu trwania poszczególnych okresów klimatycznych. Jak dotąd, istnieją rozbieżności w ustaleniu granicy pomiędzy plejstocénem a holocénem oraz czasem trwania poszczególnych okresów klimatycznych w holocénie. Granica pomiędzy plejstocénem a holocénem na zachodzie Europy (także i w Polsce) przyjmowana jest na około 8000 lat przed naszą erą (Wiggers [91, 92]; Szafer [79] — około 7000 lat). Paleogeografowie ZSRR, Nejsztadt i Predczeteński (*vide* Nejsztadt [59]) początek holocenu odnoszą do około 12 000 lat przed naszą erą. Czas trwania poszczególnych okresów w holocénie oceniany jest różnie (tab. 8). Obliczenia szybkości sedymentacji w jeziorze Kruklin oparto na doskonale opracowanym podziale holocenu Holandii (Wiggers [92]). Czas trwania okresów późnoglacialnych przyjęto za Szaferem [79].

Dla wybranego profilu szybkość sedymentacji przedstawia się następująco:

Alleröd. W zasadzie w okresie tym osady się nie tworzą, ponieważ miejsce profilu jest brzegiem jeziora wynurzonym ponad poziom wody. Pod koniec okresu następuje pogrążenie w wodzie terenów wokół jeziora i pokrycie ich warstewką osadów miąższości około 1—2 cm. Obliczenie szybkości sedymentacji dla tego okresu nie jest możliwe.

Młodszy dryas. Charakterystyczne dla tego okresu szaroniebieskawe iły mineralne mają przeciętną miąższość 20—40 cm. Należy zaznaczyć, że jest to warstwa o szczególnie zróżnicowanej miąższości. Jak ilustruje przekrój geologiczny (ryc. 6), dno zbiornika jest faliste z licznymi głębozcami. Ilaste osady pokrywają nierówności dna dążąc do ich wyrównania. Najgrubsze warstwy iłów występować będą w obniżeniach.

Przyjmując miąższość osadu 40 cm i czas trwania okresu 800 lat można określić, że szybkość sedymentacji roczna dla tego okresu wynosi 0,5 mm. Z obserwacji sposobu ułożenia ładu wynika, że faktyczny przyrost mógł być znacznie większy, a osady miały tendencje do spływania w głębozki

Okres preborealny. W tym okresie występuje największa różnorodność osadów. W początkowej fazie tego okresu w jeziorze tworzy się osad ilasty, który zmienia się gwałtownie w osad silnie węgl-

Podział holocenu

Lata	Wiggers 1961		Birkenmajer i Środoń 1960		Nejsztadt i Predczeteński 1960			
	Okres klimatyczny	Czas trwania	Okres klimatyczny	Czas trwania	Okres klimatyczny	Czas trwania		
1 000	Sub-Atlantic	2700	Subatlantycki	2700	Nowoborealny	500		
0					Suboceaniczny (subatlantycki)	2050		
1 000	Sub-Boreal	2250	Subborealny	1800	Subborealny	2200		
2 000								
3 000			Atlantycki	1500				
4 000	Atlantic	2500	Borealny	3000	Borealny	2300		
5 000							Oceaniczny (atlantycki)	2300
6 000								
7 000	Boreal	2000	Preborealny	1000	Borealny	2300		
8 000	Pre-Boreal	600						
9 000					Nowojeziorny (subarktyczny)	2200		
10 000								
11 000								
12 000					Jeziorny (arktyczny)	2300		

Tabela 9

Miąższość i szybkość tworzenia się osadów

Okres klimatyczny	Średnia miąższość osadów cm	Przybliżony średni przyrost roczny mm
Młodszy dryas	40	0,5
Preborealny	30	0,5
Borealny	30	0,15
Atlantycki	150	0,6
Subborealny	90	0,4
Subatlantycki	15	

nowy niewarstwowany. Ten z kolei przechodzi w osad wyraźnie warstwowany, z drobnymi warstewkami rocznymi. Zmiany barwy osadów opisano w rozdziale poprzednim.

Mięszczość ogólna osadów w wybranym punkcie wynosi do 30 cm, czas trwania okresu \pm 600 lat. Szybkość sedymentacji przypadająca na 1 rok jest więc 0,5 mm. Obliczony średni przyrost roczny dla tego okresu nie jest przyrostem rzeczywistym. W tym bowiem okresie występują w pewnych poziomach osady z rocznymi warstewkami, omówione w rozdziale poprzednim. Osad, w okresie gdy zaznacza się warstwowanie, przyrastał z szybkością około 2 mm na rok. Gdyby osady nie były wynoszone na inne miejsce oraz częściowo rozpuszczane i narastały ze stałą intensywnością, przyrost roczny osadów w rozpatrywanym punkcie byłby o wiele większy, o czym świadczą zachowane warstewki roczne osadów wapiennych.

Okres borealny. Okres ten charakteryzuje mała mięszczość osadów, dla okresu trwającego 2000 lat wynosi tylko 30 cm. Przyjmuje się, że powodem tak powolnej sedymentacji był wysoki stan wód w jeziorze, co wyjaśniono w rozdziale poprzednim (str. 42). Średni przyrost roczny osadów wapiennych w okresie borealnym wynosił około 0,15 mm na rok.

Okres atlantycki. Początkowo osady tworzą się bardzo powoli. W miarę trwania okresu atlantyckiego, prawdopodobnie w jego drugiej połowie, poziom wody się obniżył i występowało najintensywniejsze narastanie osadów. Średni przyrost roczny w tym okresie wynosił około 0,6 mm na rok. Czynnikiem wpływającym na intensywność odkładania się osadów wapiennych były sprzyjające warunki hydrologiczne, dokładniej opisane dalej. Poziom wody w czasie trwania okresu atlantyckiego w stosunku do okresu borealnego uległ obniżeniu, co korzystnie wpływało na szybkość sedymentacji, osad bowiem nie ulegał już rozpuszczeniu, jak to miało miejsce w okresie borealnym i na początku okresu atlantyckiego. Niski poziom wody wpływał także na intensywność asymilacji oraz ułatwiał ucieczkę CO_2 do atmosfery. Stwarzało to optymalne warunki dla szybkiego narastania osadów wapiennych w przybrzeżnych częściach jeziora. Można wysunąć przypuszczenie, że w drugiej połowie okresu atlantyckiego intensywność narastania osadów wynosiła około 1 mm na rok.

Okres subborealny. W początkowej fazie tego okresu tworzą się intensywnie osady wapienne, które bardzo gwałtownie, bez stadium przejściowego, przechodzą w osady torfiaste — zbudowane z torfu przejściowego (tab. 13). Obliczenie przybliżonej średniej intensywności narastania osadów dla tego okresu jest rzeczą prawie niemożliwą,

ponieważ pod koniec okresu subborealnego osady w części przybrzeżnej w ogóle się nie tworzyły. Nastąpiło bowiem silne obniżenie poziomu wody i wynurzenie górnej warstwy osadów. Dowodem obniżenia poziomu wody i przesuszenia złoża torfu jest silny rozkład wierzchniej warstwy torfu (tab. 14).

Jeżeli przyjmiemy, że osad tworzył się na przestrzeni całego okresu subborealnego, który trwał około 2000 lat, można by przypuszczać, że przyrost roczny wynosił około 0,4 mm.

O k r e s s u b a t l a n t y c k i. Tworzenie się osadów przypada prawdopodobnie na drugą połowę okresu subatlantyckiego. Na silnie rozłożonym torfie ponownie tworzy się osad wapienny 10—20 cm miąższości. Osad ten przykryty jest warstewką silnie rozłożonego torfu. Podanie przybliżonego średniego przyrostu rocznego dla tego okresu nie jest możliwe.

Miąższość i średnie przyrosty roczne (tab. 9) odnoszą się do wybranego profilu zaznaczonego na przekroju geologicznym literą *B*. Miąższość osadów wapiennych, jak już wspomniano, jest różna w różnych punktach złoża. Istnieją miejsca w złożu, gdzie osady wapienne osiągają miąższość ponad 5 m.

Badania pyłkowe przeprowadzone porównawczo w profilu o dużej miąższości osadów wapiennych wykazują, że osad tworzy się tam bardzo energicznie w okresie atlantyckim, podobnie jak to miało miejsce w przypadku dokładnie opracowanego profilu *B*.

Ponieważ próbki do analiz pyłkowych pobierane były co 5 cm, można w przybliżeniu dla niektórych okresów wykazać, w jakich odstępach czasu badany był skład szaty roślinnej w okolicy jeziora Kruklin, mianowicie: w młodszym dryasie co 100 lat, w okresie preborealnym co 100 lat, w borealnym 300—350, w atlantyckim co 80—90 lat.

Porównując szybkość sedymentacji w badanej części jeziora Kruklin z danymi opublikowanymi na ten temat przez: Nejsztadta [58], Szostakowicza [85 i 86], Daniłansa [16], Abołkałnsa [1], stwierdzić należy, że osady w omawianej części jeziora Kruklin tworzyły się bardzo powoli w porównaniu do danych, które podają wymienieni autorzy. Średni przyrost roczny osadów w omawianym punkcie jeziora Kruklin, jeśli nie uwzględniać przerw w sedymentacji, jaka istniała w okresie subborealnym i subatlantyckim, wynosi około 0,3 mm na rok.

Szostakowicz [85] podaje dla niewielkich jezior bez dopływów przyrost roczny osadów około 2 mm na rok. Dla jezior z dopływem jest on zawsze większy i zależy od wielkości i charakteru zbiornika oraz jego dopływów.

Osady wapienne tworzyły się w Europie w ciągu holocenu z różną intensywnością. Na Łotwie optimum tworzenia się osadów wapiennych

według I. Daniłansa [16] przypada na okres borealny. W Szwecji (cyt. za Daniłansem [16]) najintensywniej osady wapienne tworzyły się w okresie atlantyckim. Na Pojezierzu Mazurskim w dwu zbadanych jeziorach: Kruklin i Mały Wągiel, największy przyrost osadów węglanowych przypada na drugą połowę okresu optimum klimatycznego — atlantyckiego.

Szybkość przyrostu osadów wapiennych zależy od lokalnych warunków hydrologicznych — poziomu wody w zbiornikach.

ZMIANY POZIOMU WODY JEZIORA KRUKLIN W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

Okres czasu, w jakim rozpatrywane są zmiany poziomu wody, obejmuje ponad 10 000 lat. Należy się spodziewać, że w ciągu tak długiego okresu, podczas którego zachodziły duże wahania klimatyczne, zmienił się także poziom wody w jeziorze. Pozostały liczne dowody zmian poziomu wody:

1. Występowanie pod osadami jeziornymi licznych pni drzew *in situ* jest świadectwem mniejszego ongiś zasięgu jeziora.

2. Osady jeziorne i torfy występują do poziomu 130 m n.p.m., podczas gdy z danych historycznych wiemy, że przed obniżeniem poziomu jeziora wahał się około 127 m n.p.m., czyli musiał być okres wyższych poziomów wody.

3. Przy obserwacji w terenie warstwowania osadów, zmiany ich barwy, zawartości substancji ilastych, organicznych i CaCO_3 nasuwało się nieodparcie przypuszczenie, że przyczyną tych zmian były inne warunki powstawania osadów. W przypadku tworzenia się osadów wapienia jeziornego warunkiem wpływającym w zasadniczy sposób na szybkość i rodzaj tworzących się osadów jest poziom wody. Wysoki stan wody hamuje procesy asymilacji roślin, powoduje powolniejszy przyrost osadów lub tworzenie się złoża o małej zawartości CaCO_3 .

4. Podczas analizowania makroszczątków zaobserwowano, że w złożu istnieje duże zróżnicowanie w występowaniu nasion i oogoniów, świadczące o zmianach sukcesji roślin wodnych występujących w przybrzeżnej części jeziora Kruklin. W przybrzeżnych partiach jeziora dają się wyróżnić dla holocenu okresy panowania następujących roślin wodnych:

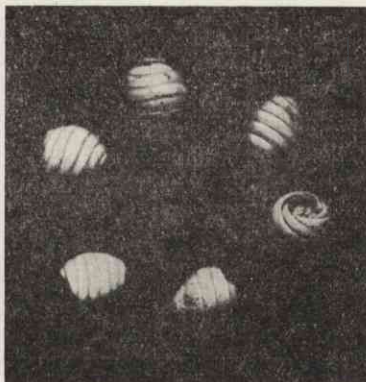
a) okres występowania ramienic z rodzaju *Lychnothamnus* i *Tolypellopsis*,

b) okres jezierzyny (*Najas marina*),

c) powtórne panowanie ramienic z rodzaju *Chara*.

Zauważono, że zmianie barwy osadów towarzyszą bardzo często zmiany ilościowe w występowaniu nasion i oogoniów.

5. W okresie preborealnym występują duże zmiany w barwie i zawartości CaCO_3 . Zmianie barwy osadów towarzyszą zmiany jakościowe i ilościowe pyłku. Osady barwy ciemnej o mniejszej zawartości CaCO_3 mają większą ilość pyłku leszczyny i drzew ciepłolubnych. Zmianie barwy na jasną towarzyszy zawsze zmniejszenie ilości pyłku leszczyny i drzew ciepłolubnych.



Ryc. 12. *Tolypellopsis* (oogonia)

O zmianach poziomu wody świadczy wiele faktów, a wykazać je można posługując się różnymi metodami. W okresie rozwoju i życia jeziora różne czynniki świadczą o zmianach głębokości wody, lecz aby je wykazać, należy zagadnienie rozpatrywać kompleksowo. Dla pewnego okresu historii jeziora wskaźnikami głębokości mogłyby być rośliny występujące w strefie przybrzeżnej. Należałoby odnaleźć takie same gatunki wśród roślin obecnie w zbiornikach żyjących i przez analogię głębokości, na jakiej występują, określić poziom wody w Kruklinie w czasie ich masowego pojawiania się.

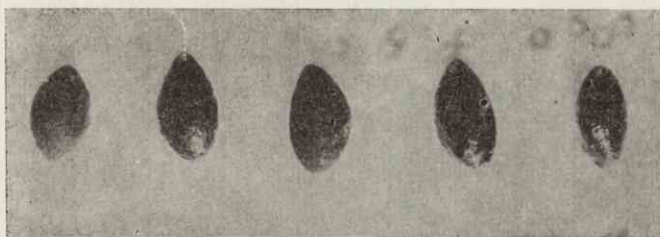
Zagadnienie jest jednak bardziej skomplikowane, ponieważ:

1) wiadomo, że niektóre gatunki mają dość szeroką skalę występowania zależnie od głębokości,

2) wiele roślin, występujących niegdyś masowo (*Najas marina*), dziś należy do rzadkich,

3) brak dla naszych terenów prac z zakresu biologii roślin wodnych, traktujących o zależności występowania roślin od głębokości wody.

Zagadnienie związku pomiędzy występowaniem roślin wodnych a głębokością rozpatrywać należy z dużym zastrzeżeniem, ponieważ



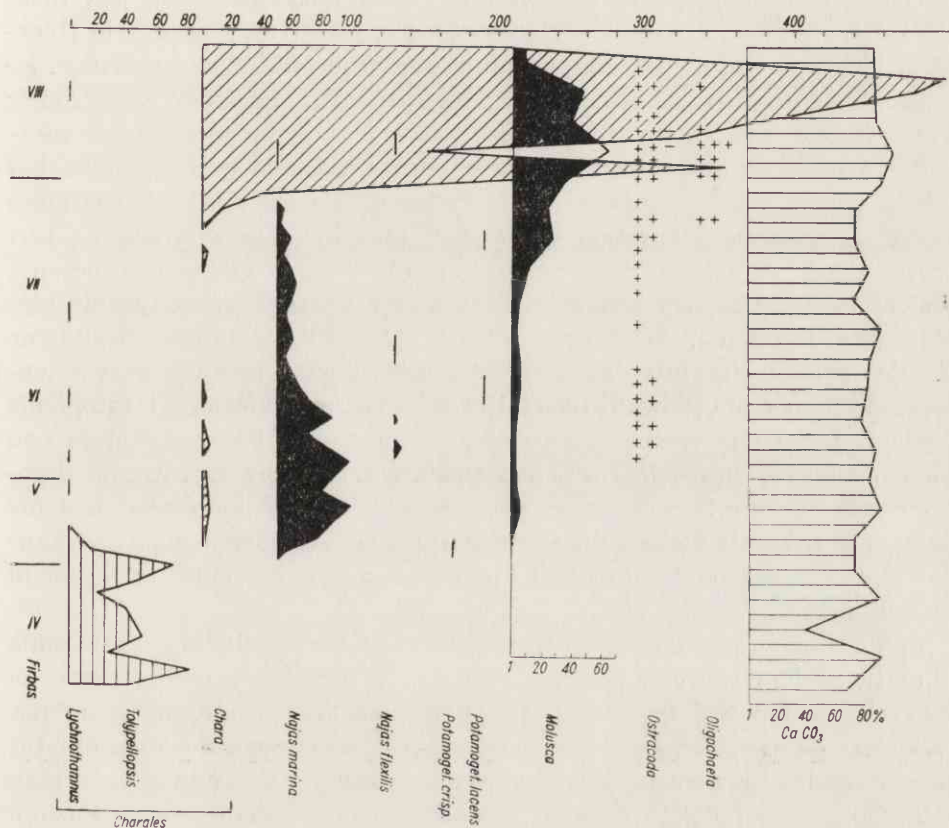
Ryc. 13. *Najas marina* (nasiona)

Wykaz nasion i oogoniów

Głębokość, cm	<i>Coenococum</i>	<i>Tolypellopsis</i> + <i>Lychnothamnus</i>	<i>Chara</i> sp.	<i>Najas marina</i>	<i>Najas flexilis</i>	<i>Potamogeton lucens</i>	<i>Potamogeton crispus</i>	<i>Carex</i> sp.	<i>Amaranthus</i> sp.	<i>Betula</i> sp.
5	—	—	200	—	—	—	—	8	2	—
10	—	—	524	—	—	—	—	—	1	—
15	—	—	500	—	—	—	—	—	—	—
20	—	—	486	—	1	—	—	—	—	—
25	—	—	420	—	1	—	—	—	—	—
30	—	—	370	—	—	—	—	—	—	—
35	—	—	333	—	—	—	—	—	—	—
40	—	—	150	0,5	1	—	—	—	—	—
45	—	—	350	1	—	—	—	—	—	—
50	—	—	202	—	—	—	—	—	—	—
55	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—
60	—	—	14	4	—	—	—	—	—	—
65	—	—	7	2	—	—	—	—	—	—
70	—	—	—	9	—	—	—	—	—	1
75	—	—	4	4	—	—	—	—	—	—
80	—	—	1	8	—	—	—	—	—	—
85	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
90	—	—	—	9	2	—	—	—	—	1
95	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—
100	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—
105	—	6	—	9,5	—	—	1	—	—	—
110	—	—	—	5	—	—	1	—	—	—
115	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—
120	—	—	2	15,5	—	—	—	—	—	—
125	—	1	3	24	—	—	—	—	—	1
130	—	—	—	38	2	—	—	—	—	—
135	—	—	2	19	—	—	—	—	—	—
140	—	—	12	35	2	—	—	—	—	—
145	—	5	—	50	—	—	—	—	—	1
150	—	—	2	38	—	—	—	—	—	1
155	—	4	2	30	—	—	—	—	—	1
160	—	—	5	50	—	—	—	—	—	1
165	—	—	2	38	—	—	—	—	—	1
170	—	4	2	30	—	—	—	—	—	1
175	—	13	1	15	—	1	—	—	—	2
180	—	70	—	—	—	—	—	—	—	—
185	—	50	—	—	—	—	—	—	—	1
190	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—
195	—	40	—	—	—	—	—	—	—	1
200	—	45	—	—	—	—	—	—	—	1
205	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—
210	—	25	—	—	—	—	—	—	—	—
215	—	80	—	—	—	—	—	—	—	2
220	—	40	—	—	—	—	—	—	—	1
225 do 240	6	—	—	—	—	—	—	—	—	4

głębokość, w której żyć mogą rośliny, zależy od dopływu światła. Zasięg światła związany jest z przezroczystością wody. Z kolei zasięg światła mógł się zmieniać na przestrzeni okresu tysięcy lat, ze względu na różną przezroczystość wody oraz siłę światła. Stawia się tezę, że na przestrzeni holocenu były wahania średniej rocznej temperatury związane prawdopodobnie z różną insolacją.

H. Luther [51] wyczerpująco opracował związek pomiędzy występowaniem roślin wodnych a głębokością wody na obszarze południowej Finlandii. Na wartościowej pracy Luthra można było się opierać z pewnym zastrzeżeniem, zważywszy że tereny, na których pracował, leżą kilkaset kilometrów na północ od jeziora Kruklin. Z prac polskich, dotyczących występowania roślin wodnych, w zagadnieniach ogólnych skorzystano z interesującej pracy Michalskiego [54] oraz z prac I. Dąbskiej [20, 21] przy rozpatrywaniu występowania



Ryc. 14. Diagram makroszczątków roślinnych i zwierzęcych

nia ramienic. Cenna okazała się również praca S. Bernatowicza i J. Radziejka [6].

Opierając się na:

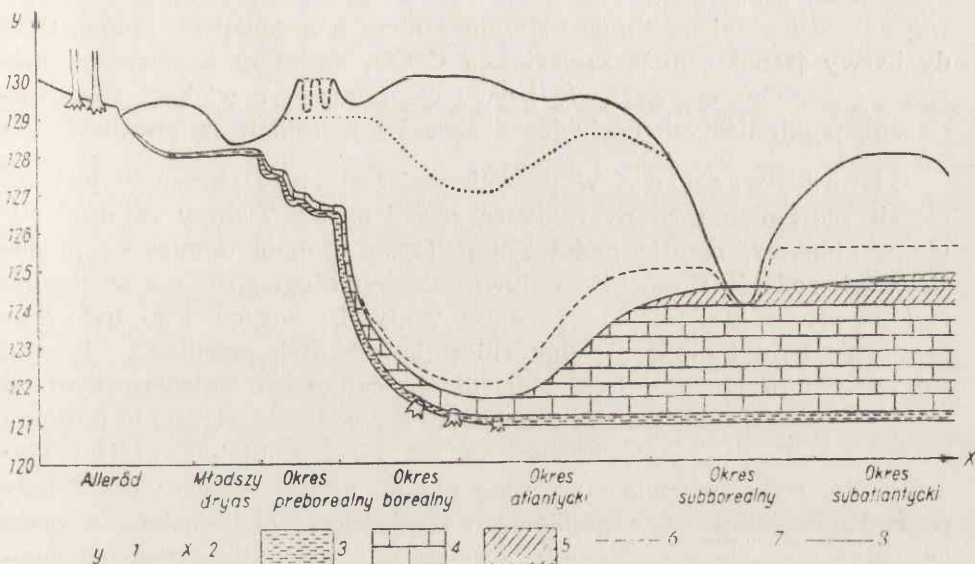
- 1) zmienności sukcesji roślinności wodnej żyjącej w jeziorze,
- 2) danych z literatury dotyczących głębokości obecnego występowania określonych gatunków w jeziorach.
- 3) danych morfologicznych o zasięgu jeziora w niektórych okresach,
- 4) spostrzeżeniach nad szybkością sedymentacji,
- 5) zawartością CaCO_3 w osadach,
- 6) danych historycznych dotyczących obniżenia jeziora, oraz innych spostrzeżeniach, jak występowanie mięczaków czy skład i stopień rozkładu torfu,

rozpoczęto próbę bardzo generalnego wyznaczenia poziomów wody jeziora Kruklin w późnym glacie i holocenie.

Alleröd. Przedstawienie historii zmian poziomu wody jest możliwe poczynając od allerödu. Jezioro w drugiej połowie allerödu było zbiornikiem o powierzchni zbliżonej do zajmowanej obecnie. Ślady dawnego jeziora występują około poziomu 121 m. Zaznaczyć należy, że w allerödzie brzeg jeziora występował około 8 m wyżej, a zbiornik był o wiele płytszy niż obecnie. Przez dłuższy okres czasu poziom wody jeziora był mniej więcej stały. Zaznaczają się tylko niewielkie wahania poziomu wody, zaznaczone w postaci warstewek piasków naniesionych na torf występujący na brzegu ówczesnego jeziora. W tym czasie w otoczeniu jeziora rozwijał się las sosnowy z domieszką brzozy i sporadycznie występującą leszczyną. W końcowej fazie allerödu nastąpiło gwałtowne topnienie lodu znajdującego się pod pokrywą piasków. Częściowe wytopienie lodu spowodowało ukształtowanie się misy jeziora i zatopienie wodami jeziornymi rosnącego tu lasu. Transgresja, która nastąpiła pod koniec allerödu, musiała być dość gwałtowna, ponieważ zwalone drzewa zostały przetransportowane przez wodę i lód o kilkadziesiąt metrów dalej, niż znajdują się ich pnie. Można przyjąć, że poziom wody w końcowej fazie allerödu znajdował się co najmniej o około 1 m ponad pniami drzew.

Młodszy dryas. W okresie tym wskutek oziębienia i osuszenia klimatu poziom wody w jeziorze obniżył się. Brzeżne partie jeziora, na których występował las, w końcu allerödu zalany wodą, stają się powoli rozległym mokradłem. Świadczą o tym bezsprzecznie korzonki turzyc i trzciny, przerastające niebieskawy osad ilasty. Wytapianie lodu leżącego pod powłoką piasków i wody zostaje zahamowane. Poziom wody na przestrzeni tego okresu kształtował się różnie. W środkowej fazie młodszego dryasu nie mógł być wyższy niż 0,5 m.

Okres preborealny. Okres ten charakteryzują duże wahania i zmiany poziomu wody. Dowodem jest różnorodny rodzaj sedimentacji przypadający na ten okres. Z nastaniem okresu preborealnego poziom wody w jeziorze podnosi się. W badanej przybrzeżnej strefie jeziora pojawiają się pierwsze ramienice (tab. 10 i ryc. 12) i w osadzie z tego okresu masowo występują oogonia. Jako pierwszy zjawia się *Lychnothamnus barbatus*¹², wymieniany jako rzadko dziś występują-



Ryc. 15. Kształtowanie się misy jeziora i zmiany poziomu wody

1 — wysokość w m n.p.m.; 2 — okresy klimatyczne według Wiggersa i Szafera; 3 — li; 4 — wapień jeziorny; 5 — torf; 6 — wysokość położenia osadów zawodnionych; 7 — wysokość poziomu wody oceniona na podstawie nasion i oogoniów roślin wodnych; 8 — wysokość poziomu wody według przesłanek morfologicznych i sedimentologicznych

cy gatunek; według Dąbmskiej [20, 21] spotykany jest na głębokości 1—2 m. W następnej próbkę obok *Lychnothamnus* pojawia się *Tolypellopsis* cf. *stelligera*, dominując nad *Lychnothamnus*. *Tolypellopsis* występuje na różnych głębokościach od około 1 do 3,5 m, nierzadko schodząc niżej. Według Luthra [51] optimum występowania przypada na 1,5 do 2 m. Występują także w osadzie ilościowe zmiany oogoniów. Z reguły osady jasnej barwy zawierają ich znacznie więcej niż ciemne. Jak już nadmieniano przy omawianiu warstwowania, osadom ciemniejszym towarzyszy zwiększenie ilościowe pyłku leszczyny oraz pojawia-

¹² Pani dr Izabelli Dąbmskiej serdecznie dziękuję za określenie niektórych oogoniów ramienic.

nie się pyłku drzew ciepłolubnych, czyli ocieplenie klimatu. Biorąc pod uwagę występujące w złożu oogonia ramienic, warstwowanie osadów, ich zmiany barwy oraz zawartości CaCO_3 , można wysunąć wniosek, iż okres preborealny charakteryzują duże wahania poziomu wody. Panowanie *Tolypellopsis* — ramienicy o dużej możliwości przystosowań do zmiennych głębokości — jest charakterystyczne dla tego okresu. Przyjmuje się istnienie dwu zasadniczych poziomów wody: niższego — około 2 m, i wyższego — około 4 m. Podwyższenie stanu wód należy wiązać z ociepleniem klimatu i wytopieniem pogrzebanych lodów. Osady barwy jasnej z dużą zawartością CaCO_3 powstały w okresach niższych poziomów wody. Osady barwy ciemniejszej z większą zawartością substancji ilastych pochodzą z okresów wysokich stanów wód.

O k r e s b o r e a l n y. W początkowej fazie tego okresu w jeziorze nic się nie zmienia. Stany wody są raczej niskie. Tworzy się osad silnie węglanowy, panuje nadal *Tolypellopsis* z małą domieszką przedstawicieli rodzaju *Chara*. Po upływie niezbyt długiego czasu występuje gwałtowne podniesienie się poziomu wody. Przyczyną jego było stopienie się lodu i obniżenie dna zbiornika wskutek ocieplenia klimatu. Gdyby jezioro Kruklin było zbiornikiem całkowicie odizolowanym od otoczenia, wytopienie lodu powinno było spowodować obniżenie poziomu wody w strefie litoralnej, ponieważ lód ma większą objętość o 1/11 w stosunku do wody. W związku z ociepleniem topnieć musiały także lody pogrzebane w licznych zagłębieniach rozsianych wokół jeziora, a wody ich spływały do jeziora Kruklin. Następuje okres najwyższego poziomu wody w jeziorze. W omawianej przybrzeżnej strefie głębokość wody dochodzi do 8—9 m. Zmienia się całkowicie skład roślinności podwodnej. Znikają ramienice, a na ich miejsce pojawia się jeziorza większa (*Najas marina*), a nieco później i sporadycznie jeziorza giętka (*Najas flexilis*). M. G a w ł o w s k a [31] podaje, że w interglacjalach, podobnie jak to ma miejsce w osadach jeziora Kruklin, jeziorze pojawiały się równocześnie z panowaniem ciepłego mieszanego lasu *Quercetum mixtum*. H. Luther [51] badając głębokość występowania roślin wodnych w południowej Finlandii podaje dolną granicę występowania *Najas marina* około 5 m. Obecnie *Najas* spotykana jest bardzo rzadko na Pojezierzu Mazurskim.

Biorąc pod uwagę inne zjawiska zachodzące w jeziorze, jak: szybkość sedymentacji czy zasięg jeziora, przyjęć należy, że w drugiej połowie okresu borealnego *Najas marina* występowała na głębokości około 8 m. Głębokość ta jest do przyjęcia, ponieważ wody jeziora były prawdopodobnie bardziej przezroczyste. Michalski [54] stwierdza brak roślinności wodnej w jeziorze dopiero poniżej izobaty 8 m.

Czynnikiem rzucającym światło na głębokość wody jest powolne

przyrastanie osadów w tym okresie. Wiadomo, że zawartość dwutlenku węgla wzrasta z głębokością wody, o czym m. in. pisze Pia [64] i Daniłans [16] (tab. 7). Wyraźne zwiększenie zawartości dwutlenku węgla występuje na głębokości 8 m. Osady wytworzone na mniejszych głębokościach spadając na dno zostają tu ponownie częściowo rozpuszczone. O fakcie rozpuszczania osadów wapiennych świadczy — jak wyżej wspomniano — wyjątkowo duże nagromadzenie nasion w osadach tego okresu. Mała ich miąższość oraz zasięg jeziora świadczą o wysokich stanach wody. Średni poziom wody w strefie litoralnej dla 2/3 czasu trwania okresu borealnego wahał się około 8 m, czyli był na poziomie 129—130 m. Świadczą o tym również osady torfowe występujące wokół jeziora na wysokości 130 m n.p.m. Należy podkreślić, że poziom wody Jeziora Wydmieńskiego oraz większości małych jeziorok sąsiadujących z jeziorem Kruklin znajduje się obecnie właśnie na wysokości około 130 m n.p.m.

Okres atlantycki. W początkowej fazie tego okresu poziom wody nie ulega zmianie w stosunku do okresu borealnego. Panuje nadal roślinność, jaka występowała w okresie borealnym — *Najas marina*. Osad tworzy się powoli, podobnie jak to miało miejsce w okresie borealnym, występuje duże nagromadzenie nasion. W czasie trwania okresu atlantyckiego poziom wody nieco się obniża. Roślinami panującymi są nadal jeziorze, głównie jeziorza większa, ale obok nich pojawiają się także rdestnice (*Potamogeton*). Zmniejsza się ilość nagromadzonych nasion w złożu, co świadczy o szybszym narastaniu osadów. W miarę trwania okresu atlantyckiego następuje stopniowe spływanie się zbiornika, m. in. wskutek intensywnego narastania osadów. W spłyconym zbiorniku zwiększa się ilość mięczaków występujących w złożu (tab. 12). Zmienia się także dość gwałtownie roślinność wodna. Pojawiają się masowo ponownie ramienice. Tym razem dominuje rodzaj *Chara*. Panuje gatunek *Chara ceratophylla* z niewielką domieszką innych gatunków. Według I. Dąbskiej [21] ramienica ta występuje w większych zbiornikach na głębokości od kilku centymetrów do 7 m. Drugą połowę okresu atlantyckiego charakteryzują zmiany poziomu wody, które ogólnie biorąc wykazują wyraźną tendencję idącą w kierunku obniżania zwierciadła.

Dotychczas panował pogląd, że okres atlantycki jest okresem najwyższych poziomów wody. Z obserwacji autorki wynika, że tylko w początkowym okresie optimum klimatycznego poziom wody w omawianym jeziorze był wysoki, a w miarę trwania okresu obniżał się. Kluczem do wyjaśnienia zmian poziomu wody mogą być obserwacje nad intensywnością i czasem tworzenia się przybrzeżnych osadów wapien-

nych, które, jak wiadomo, w holocenie tworzyły się powszechnie w północnej Europie. Zagadnienie to wymaga dużej ilości materiałów dowodowych i prawdopodobnie będzie tematem następnej pracy.

Należy jednak wspomnieć, iż w jednej z najnowszych prac przedstawionych na VI Kongresie INQUA Sznitnikow [84] badając zmiany krajobrazu na przestrzeni holocenu zwraca uwagę na zaobserwowany 11-letni cykl natężenia promieniowania słonecznego i zmian poziomów wody w jeziorach. Stwierdzono, że okresom natężenia promieniowania słonecznego towarzyszyło zawsze obniżanie poziomu wody w obserwowanych jeziorach. W okresach zmniejszonego natężenia promieniowania obserwowano podwyższanie się poziomów wody. Bardzo możliwe, że silniejsza insolacja, a przez to zwiększone parowanie mogło być przyczyną obniżenia się poziomu wody w drugiej połowie okresu atlantyckiego.

Okres subborealny. W okresie subborealnym zmienia się rodzaj sedymentu. W początkowej fazie tego okresu w rozpatrywanej części jeziora tworzy się osad wapienny. Wśród roślin wodnych panują prawie wyłącznie ramienice, tworząc zwarte łąki podwodne. Ilość oogoniów wypłukanych z próbki osadu o objętości 3 cm³ wynosi około 500

Tabela 11

Systematyczny spis gatunków mięczaków

Gromada	Rząd	Rodzina	Rodzaj	Gatunek
Gastropoda	Prosobranchia	<i>Hydrobilidae</i>	<i>Bithynia</i>	<i>Bithynia tentaculata</i> L.
		<i>Valvatidae</i>	<i>Valvata</i>	<i>Valvata piscinalis</i> Müller <i>Valvata cristata</i> Müller <i>Valvata pulchella</i> Stud.
	Pulmonata	<i>Planorbidae</i>	<i>Planorbis</i> <i>Planorbarius</i> <i>Anisus</i> <i>Bathyomphalus</i> <i>Gyraulus</i>	<i>Planorbis carinatus</i> Müller <i>Planorbarius corneus</i> L. <i>Anisus vorticulus</i> Troschel <i>Bathyomphalus contortus</i> L. <i>Gyraulus albus</i> Müller <i>Gyraulus crista</i> L.
		<i>Lymnaeidae</i>	<i>Radix</i>	<i>Radix</i> sp.
Bivalvia	Lamelli-branchiata	<i>Sphaeriidae</i>	<i>Pisidium</i>	<i>Pisidium nitidum</i> Jenyns <i>Pisidium</i> sp.

sztuk. *Najas* i *Potamogeton* występują tylko sporadycznie. Wśród ramienic gatunkiem dominującym jest *Chara ceratophylla*. Jako domieszki występują: *Chara coronata*, *Ch. foetida*, *Ch. cf. aspera*. Występowanie wymienionych gatunków wskazywać może na niskie poziomy wody w zbiorniku.

Tabela 12 przedstawiająca skład gatunkowy mięczaków występujących w złożu informuje, iż pojawiają się one masowo w drugiej połowie okresu atlantyckiego i w okresie subborealnym. Według J. Pia [64] masowe występowanie ślimaków wiązać należy z wodami płytkimi.

Tabela 12

Mięczaki w osadach jeziora Kruklin
(Ilość sztuk znalezionych w próbce; + oznacza występowanie wieczek)

Głębokość, cm	<i>Bithynia tentaculata</i>	<i>Valvata piscinalis</i>	<i>Valvata cristata</i>	<i>Valvata pulchella</i>	<i>Planorbis carinatus</i>	<i>Planorbis cornuus</i>	<i>Anisus vorticellus</i>	<i>Bathymorphalus contortus</i>	<i>Gyraulus albus</i>	<i>Gyraulus crista</i>	<i>Radix</i> sp.	<i>Pisidium nitidum</i>	<i>Pisidium</i> sp.
10	5	1	5	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—
20	2	—	16	4	2	10	9	2	2	—	—	1	—
30	2	9	5	16	—	9	—	—	1	—	1	1	—
40	11	2	15	15	2	7	—	1	—	—	—	1	1
50	6	4	3	11	—	9	—	—	1	1	—	1	—
60	—	6	—	8	2	—	—	—	7	—	—	—	—
70	—	—	—	9	—	11	—	—	7	—	—	—	—
80	—	—	1	8	—	1	—	—	—	—	—	—	—
90	—	3	—	5	—	3	—	—	1	—	—	—	—
100	—	—	—	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—
110	—	2	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
120	—	1	—	2	—	2	—	—	—	—	—	1	—
130	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
140	2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—
150	++	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
160	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—
170	+	2	—	—	—	1	—	—	3	—	—	1	—
180	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
190	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
200	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
210	+++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
220	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
230	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
240	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Skład gatunkowy ślimaków wskazuje, że mamy tu prawie wyłącznie gatunki żyjące na roślinach wodnych. Wiele ze znalezionych tu gatunków występuje również w osadach Żuchowa (Urbanski [89]). W miarę trwania okresu subborealnego proces spływania zbiornika postępuje nadal, a widocznym tego dowodem jest pojawienie się torfu na osadzie wapienia jeziornego. Granica pomiędzy osadem wapiennym a torfem jest nagła, bez stadiów przejściowych.

Ponieważ istnieją, jak już wspomniano przy omawianiu stratygrafii, duże różnice w miąższości warstwy torfowej przykrywającej osady wapienne, interesujący był moment rozpoczęcia sedymentacji torfowej w miejscu, gdzie miąższość torfu jest większa i brak w torfie wkładki osadów wapiennych. Analiza pyłkowa (ryc. 10) wykonana w punkcie położonym z dala od centrum jeziora (miejsce pobrania próbek zaznaczone jest na mapie geologicznej), gdzie miąższość warstwy torfowej osiąga około 1,5 m, wykazała, że początek sedymentacji torfowej przypada na początek okresu subborealnego. W miarę więc spływania się zbiornika w okresie subborealnym jezioro — poczynając od brzegów — opanowują sukcesje torfowe, mianowicie zespoły sfagnowo-bobrkowe typu przejściowego (tab. 13).

Przykład zarastania bezodpływowego jeziora bezpośrednio przez torfowce podaje Kulczyński [46]. Jest nim jezioro Prybitiel występujące w pobliżu działu wód Bugu i Prypeci.

Interesujący jest fakt występowania ostrej granicy pomiędzy osadami wapienia jeziornego a torfem, bez żadnego stadium przejściowego. Objaśnić to można w sposób następujący: część misy jeziornej, w której występuje badany profil, jest lekko falistą platformą oddaloną znacznie od centrum jeziora. Jak wynika z dokumentacji, od jeziora oddziela ją niewielki próg mineralny. Odkładanie wapiennych osadów było możliwe wówczas, gdy falowanie powodowało wymianę wody przybrzeżnej ze śródzielną. Masowo (tab. 10) występujące w strefie przybrzeżnej rośliny wodne używały do asymilacji CO₂ zawarty w kwaśnych węglanach rozpuszczonych w wodzie i powodowały wytrącanie osadu. Obniżenie poziomu wody i nagłe przerwanie kontaktu z jeziorem wpłynęło na gwałtowne zmniejszenie możliwości życiowych tych roślin. Niektóre mchy i torfowce (*Sphagnum cuspidatum*) oraz bobrek trójlistny (*Menyanthes trifoliata*) mogą występować w śródowisku, gdzie głębokość wody wynosi około 0,5 m (Podbielkowski [65]; Szafrań [83]). Energiczna ekspansja roślinności torfowiskowej rozpoczęła się w czasie spływania jeziora, gdy rozległa płycizna przybrzeżna straciła kontakt z wodami centrum jeziora. Żyjąca tam jeszcze masowo roślinność wodna szybko zużyła występujące w wodzie

sole, co umożliwiło wkroczenie torfowców i roślinności typu torfowiska przejściowego.

Podczas tworzenia się wapienia jeziornego woda obfitowała w O_2 . Falowanie powierzchni powodowało wzbogacanie wody w O_2 , a ucieczkę CO_2 . Substancje organiczne — szczątki roślin wodnych oprócz nasion — były w tych warunkach rozkładane prawie całkowicie. W torfowisku występują stosunki odwrotne. Istnieje tu niedobór tlenu, natomiast CO_2 występuje w nadmiarze. Miąższość torfu w punkcie B (ryc. 6) wynosi około 30—40 cm. Jak wynika ze składu botanicznego, zmienność składu gatunkowego jest niewielka. Wynika to z faktu, że w miarę obniżania się poziomu wody osiadały także osady wapienne,

Tabela 13

Skład botaniczny torfu w procentach
(+ oznacza występowanie w śladach)

Nazwa rośliny	Próbka nr 1 (głębokość 50 cm) Torf bobrkowo- sfagnowy barwy jasnobrązowej, nie zamulony, słabo rozłożony	Próbka nr 2 (głębokość 40 cm) Torf drzewno-sfa- gnowy przejściowy z dużą domieszką bobrka, warstwo- wany, barwy ciemno- brunatnej, z widocz- nymi szczątkami roślinnymi	Próbka nr 3 (głębokość 30 cm) Torf drzewno-sfa- gnowy wysoki, barwy brązowej, silnie zapiaszczony
<i>Sphagnum apiculatum</i>	} 60	25	Bardzo silny stopień rozkładu utrudniał wykonanie zestawu gatunkowego roślin, z jakich zbudowane jest złożę
<i>Sphagnum cuspidatum</i>		+	
<i>Sphagnum obtusum</i>			
<i>Sphagnum palustre</i>		+	
<i>Sphagnum terres</i>		+	
<i>Menyanthes trifoliata</i>	20	30	
<i>Carex rostrata</i>			
<i>Carex lasiocarpa</i>	} 10	10	
<i>Carex</i> sp.			
<i>Scheuchzeria palustris</i> (kłącze))	+	+	
<i>Polytrichum</i> sp. (liść)	+	+	
<i>Calla palustris</i>		+	
<i>Filicinae</i> (zarodniki, tkanka przewodząca)	+		
<i>Pinus silvestris</i> (kora, drewno)	5	7	
<i>Betula</i> sp. (kora, drewno)	5	8	
<i>Chara</i> sp. (oogonia pochodzące z górnej nadległej warstwy)		+	

które nasycone wodą, szczególnie w górnych częściach, miały konsystencję mało zwięzłą (ryc. 15).

Warstwa kilkudziesięciocentymetrowego osadu torfowego, o mniej więcej stałym składzie gatunkowym, powstać musiała w stałych warunkach hydrologicznych. Przy obniżaniu się poziomu wody następowało równocześnie osiadanie osadów wapiennych i przez pewien czas wokół jeziora występowały podmokłości, w których gromadzić się mogła także woda opadowa. Wreszcie dalsze obniżanie poziomu wody unieвозмоżliwiło wzrost torfu. Powierzchniowe warstwy torfu uległy bardzo silnemu rozkładowi (tab. 14). Średni procent rozkładu wynosi tu ponad 80%. W torfie powierzchniowym występują szczątki drewna oraz duża ilość piasku przyniesionego zapewne z wiatrem lub z wodą w czasie zatopienia torfu w następnym, subatlantyckim okresie. Oogonia ramienic występujące w powierzchniowej warstwie torfu pochodzą z okresu subatlantyckiego.

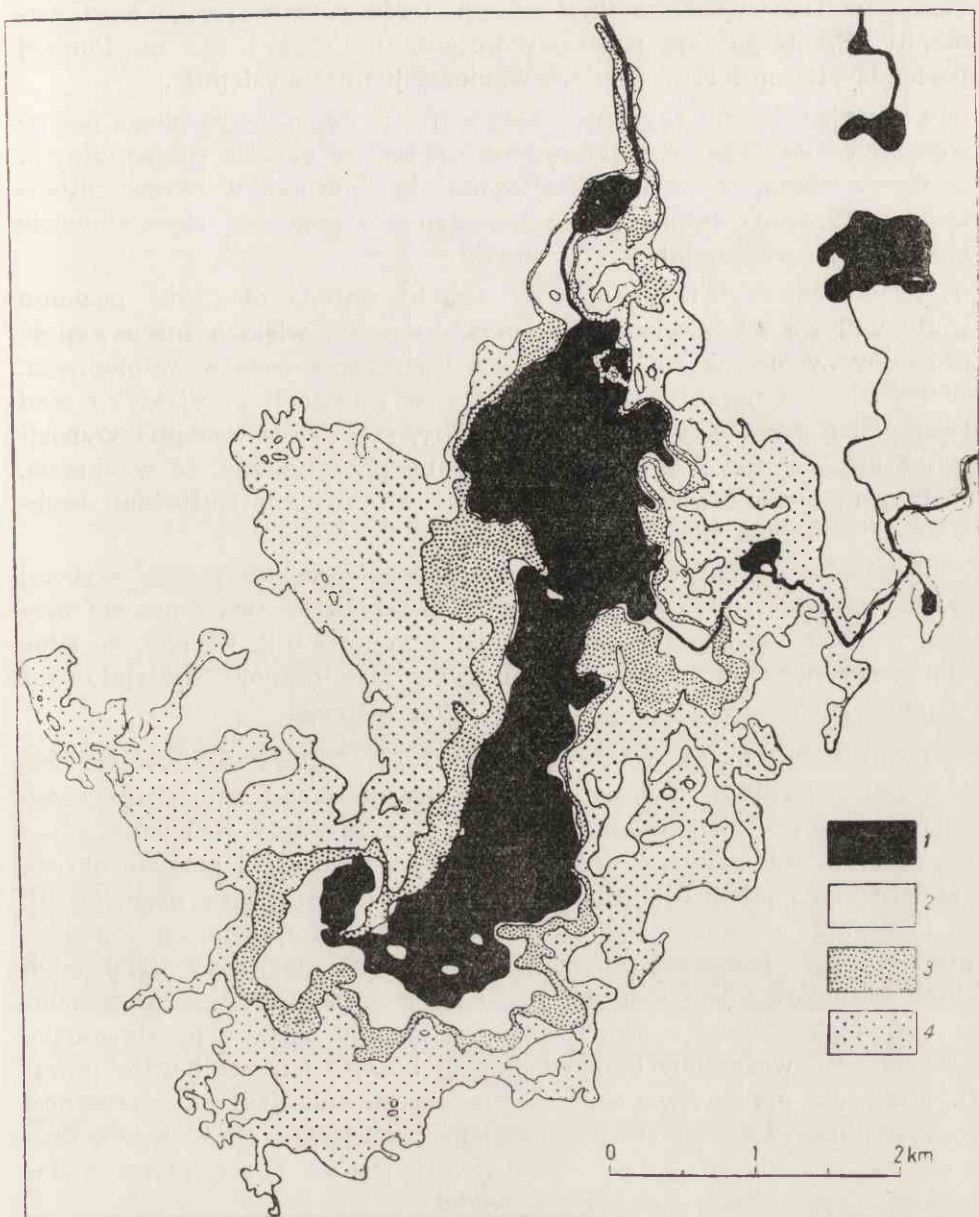
Z przedstawionych wyżej faktów wynika, że w okresie subborealnym nastąpiło silne obniżenie poziomu wody — wynoszące w stosunku do maksymalnych stanów z okresu borealnego i atlantyckiego około 4—5 m.

Jak już wspomniano, w stropowej warstwie wapienia jeziornego przykrytego torfem występują skorodowane błony pyłku roślin, szcze-

Tabela 14

Stopień rozkładu torfu

Pole widzenia	Próbka nr 1 (głębokość 50 cm), średni stopień rozkładu 25,7%			Próbka nr 2 (głębokość 40 cm), średni stopień rozkładu 25,3%			Próbka nr 3 (głębokość 30 cm), średni stopień rozkładu 82,4%		
	Humus	Masa	%	Humus	Masa	%	Humus	Masa	%
1	15	80	19	15	45	33	60	80	75
2	10	50	20	15	50	30	80	90	89
3	10	60	17	10	50	20	70	80	78
4	20	70	28	20	80	25	85	95	89
5	15	70	21	20	70	28	60	70	86
6	25	80	31	15	80	19	60	80	75
7	15	50	30	20	90	22	70	80	78
8	10	40	25	10	60	17	75	85	90
9	30	90	33	10	35	29	80	90	89
10	30	95	32	10	35	29	70	80	78
11	20	60	33	10	50	20			
12	15	80	19	15	70	21			
13	15	80	19	15	90	11			
14	20	70	28	15	50	30			
15	25	80	31	15	60	22			



Ryc. 16. Wykres zasięgów jeziora Kruklin w holocenie

1 — według mapy z 1940 r.; 2 — obserwacje terenowe w 1960 r.; 3 — obniżenie subborealne;
4 — zasięg maksymalny na przestrzeni holocenu

gólnie olchy. Fakt ten wskazywałby na jeszcze większe obniżenie poziomu wody, wynoszące około 6 m. Granicę długotrwałego subborealnego obniżenia wyznacza linia zasięgu torfu pokrywającego osad wapienny. Przebiega ona pomiędzy poziomami 124 i 125 m. Poniżej poziomu 124 m torf na osadach wapienia już nie występuje.

Opierając się na szybkości sedymentacji można wyciągnąć pewne wnioski co do czasu wynurzania się osadów w okresie subborealnym. Zaobserwowano, że w miarę spływania się zbiornika w okresie atlantyckim wzrastała intensywność narastania osadów, co się całkowicie zgadza z rozważaniami teoretycznymi.

W wypadku wód bogatych w węglan wapnia obniżenie poziomu wody wpływa na zwiększenie dopływu światła, większą intensywność procesów życiowych roślin i szybsze wytrącanie osadów wapiennych. W rozdziale o zmianach intensywności sedymentacji przyjęto, że osad tworzył się przez cały okres subborealny, szybkość narastania wynosiła 0,4 mm na rok. Nie ma powodów, aby przypuszczać, że w okresie, w którym poziom wody był niższy niż w okresie atlantyckim, szybkość narastania osadów wapiennych była tak mała.

Z podobną intensywnością jak osady wapienne lub jeszcze szybciej tworzy się osad torfowy. Z założenia, że szybkość tworzenia się osadów wynosiła w okresie subborealnym 1 mm na rok, wynika, że silne obniżenie poziomu wody i wynurzenie się osadów nastąpiło już w pierwszej połowie trwania okresu subborealnego.

Okres subatlantycki. Z sytuacji, która wytworzyła się w jeziorze Kruklin, wynika, że z nastaniem okresu subatlantyckiego następuje silne zwilgotnienie klimatu. Poziom wody ponownie silnie się podnosi. Na warstwie torfu powstałej w pierwszej połowie okresu subborealnego ponownie tworzą się osady wapienia jeziornego. Osady te są wynikiem funkcji życiowych ramienic, które w miarę pogłębiania się jeziora ponownie pojawiają się w omawianej części jeziora. Ich skład gatunkowy jest zbliżony do tego, jaki panował w okresie subborealnym, dominuje rodzaj *Chara*. Osad mimo, zdawać by się mogło, optymalnych warunków (odpowiednia głębokość) narasta bardzo powoli. Miąższość osadów wapiennych dla okresu subatlantyckiego wynosi maksymalnie około 20 cm. Czynnikiem hamującym powstawanie osadów wapiennych mógł być kontakt wód jeziora z rozległymi torfowiskami i duża zawartość CO_2 w wodzie.

W częściach brzeżnych jeziora w okresie subatlantyckim energicznie narastają osady torfowe i miąższość ich odpowiadająca temu okresowi dochodzi do około 1,5 m. Opierając się na stratygrafii osadów (silnie rozłożony torf) wnioskować należy, że na początku okresu sub-

atlantyckiego istniała przerwa w tworzeniu się osadów. Ponowny okres sedimentacji rozpoczął się później w punkcie położonym z dala od centrum jeziora. W miarę podnoszenia się poziomu wody w jeziorze w odcinkach brzeżnych następuje energiczny rozwój torfu, który pęcznieniem i szybkim wzrostem broni się przed zalewem przez podnoszące się wody jeziora. Na podstawie występowania torfów, których zasięg dochodzi do 129, a niekiedy i 130 m n.p.m., oraz na podstawie ponownego pojawienia się sedimentacji wapienia jeziornego w częściach położonych bliżej centrum jeziora, sądzić należy, że najwyższy stan wody w okresie subatlantyckim wahał się około 129 m n.p.m. Z danych historycznych (S r o k o w s k i [78]) wiemy, że poziom jeziora przed jego obniżeniem około 1850 r. wynosił 127 m, czyli że w tym czasie uległ już nieco obniżeniu. Przekopanie kanału łączącego jezioro Kruklin z jeziorem Gołdopiwem, które nastąpiło w 1854 r., spowodowało sztuczne obniżenie poziomu jeziora Kruklin o ponad 6 m. Nagłe obniżenie poziomu wody wpłynęło na przesuszenie powierzchniowej warstwy torfu i silny jej rozkład. Zmiany poziomu wody w jeziorze Kruklin w okresie późnego glacjału i holocenu ilustruje ryc. 15.

OSADY JEZIORA MAŁY WĄGIEL

W celu porównania wyników otrzymanych w trakcie badań nad osadami jeziora Kruklin zbadano także osady jeziora Mały Wągiel. Jezioro to leży na Pojezierzu Mazurskim w okolicy Piecków (pow. Mrągowo), na terenie objętym badaniami kompleksowymi zespołu Katedry Geografii Fizycznej [39]. Występuje ono w południowej części rynny mrągowskiej. Od jeziora Kruklin oddalony jest Mały Wągiel o około 50 km w kierunku południowo-zachodnim. Zdaniem K. Świerczyńskiego [39] rynnowe jezioro Wągiel jest jeziorem wytopiskowym. Wzdłuż rynny jeziora występują rozległe równiny sandrowe.

Badane osady wapienne jeziora Mały Wągiel pochodzą z wykopu na łące przy południowym brzegu jeziora. Zostały one odkryte przez J. Wolanieckiego, który opisał [93] głównie formy szczelinowe występujące w osadach wapiennych. W pracy tej podaje autor stratyografię osadów oraz wysuwa dwie hipotezy co do czasu powstania i spękania osadów.

Według pierwszej hipotezy torf występujący w spągu oraz wapienne osady ze spękaniem pochodzą z ciepłego wahnięcia klimatycznego w allerödie. Ponieważ spękania osadów wapiennych przypominają kliny mrozowe i poligonalne spękania niektórych gleb w warunkach peryglacialnych, autor przypuszcza, że kliny te powstały w zim-

nym klimacie młodszego dryasu. Powierzchniowa warstwa kredy, bez wyraźnych spękań, sypka, podobna do opisanej z osadów jeziora Kruklin, byłaby osadem holoceniowym.

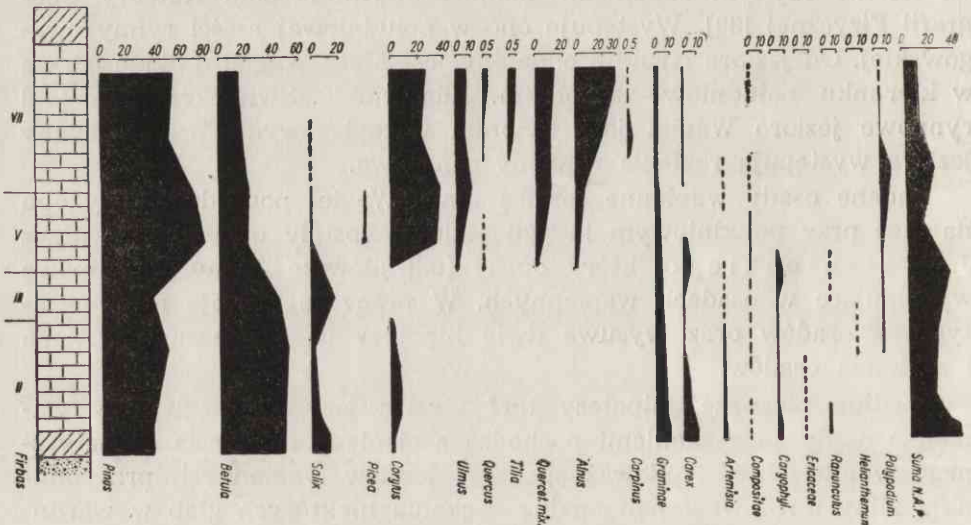
Drugie przypuszczenie J. Wolanieckiego podaje możliwość powstania osadów wapiennych w okresie optimum klimatycznego, a spękania i kliny mogły wytworzyć się w suchym okresie subborealnym.

W celu wyjaśnienia czasu tworzenia się osadów wapiennych wykonano analizy palynologiczne, pobierając próbki z monolitu przywiezionego do Instytutu Geograficznego U. W. przez J. Wolanieckiego w 1957 r. Stratygrafia osadów pobranych w odległości kilkunastu metrów od obecnego brzegu jeziora przedstawia się następująco:

- 0 — 14 cm darń i próchnica,
- 14 — 90 cm biały osad wapienny z klinami próchnicy,
- 90 — 100 cm warstwa torfu ze szczątkami drewna,
- od 100 cm w głąb — żwir z domieszką okruszków wapiennych.

W celu określenia wieku osadów wapiennych jeziora Mały Wągiel z monolitu pobrano próbki do analiz pyłkowych w odstępach co 10 cm, stwierdzając następujący skład pyłków:

W dolnej torfowej próbce nr 8 występuje brzoza (*Betula* — 45%), sosna (*Pinus* — 40%), wierzba (*Salix* — 15%) oraz leszczyna (*Corylus* — 1%). Wśród zielnych głównie występują turzyce (*Carex* — 7,5%) i trawy (*Gramineae* — 7%) oraz goździkowate i komosowate (*Caryophyllaceae* + *Chenopodiaceae* — 2,5%), bylica (*Artemisia* — 2%), złożone (*Compositae* — 0,5%), jaskrowate — (*Ranunculaceae* — 1%).



Ryc. 17. Diagram pyłkowy osadów jeziora Mały Wągiel

W próbce nr 7, leżącej na warstwie próchnicy, w dużych ilościach występuje brzoza (*Betula* — 50%), sosna (*Pinus* — 45%) oraz niewielka ilość wierzby (*Salix* — 4,5). Stosunkowo duży udział jest w tej próbce leszczyny, która stanowi 5%. Ogólnie biorąc pyłek zielnych reprezentowany jest w znacznych ilościach. Występują tu pyłki traw (*Gramineae* — 5%), turzyce (*Carex* — 6%), wrzosowate (*Ericaceae* — 0,5%), *Artemisia* — 1%.

Tabela 15

Pyłki i spory w osadach jeziora Mały Wągiel,
w procentach

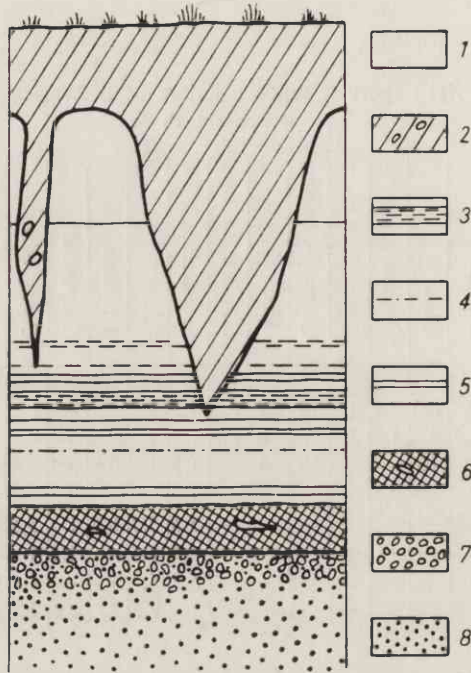
Nr próbki	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Salix</i>	<i>Picea</i>	<i>Corylus</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercetum mixtum</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Carex</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i>	<i>Caryophyllum</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Ranunculus</i>	<i>Helianthemum</i>	<i>Polypodium</i>	NN	Suma NAP
1	53,5	14,5	—	—	27	6,5	2,5	4	13	29	0,5	1,5	1	—	0,5	—	—	—	—	0,5	1	10
2	52	18	—	—	23,5	6	1	3	10	20	1,5	1,5	1	—	—	—	—	—	—	1	1,5	10
3	70	24,5	0,5	—	39	10	—	—	10	6	—	1,5	1	0,5	0,5	—	—	—	—	5,5	1,5	21
4	77,5	22	1	1	32	3,5	0,5	—	4	2	—	1,5	—	—	0,5	—	—	—	—	2	1,5	11
5	39,5	45	16,5	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	3,5	0,5	1	3,5	—	0,5	—	—	3	31
6	45	53,5	1,5	—	2	—	—	—	—	—	—	4,5	1,5	—	0,5	1	—	—	0,5	1	1	20
7	44,5	50	4,5	—	5	—	—	—	—	—	—	5,5	5,5	1	—	1	0,5	—	—	—	—	21
8	40	45	15	—	1	—	—	—	—	—	—	7	7,5	2	0,5	2,5	0,5	1	—	—	2	45

W następnej próbce nr 6 sosna i brzoza występują w podobnych ilościach jak w próbce poprzedniej. Zmniejsza się nieco udział wierzby do 1,5% oraz wyraźnie maleje ilość leszczyny, która osiąga w tej próbce ilość 2,0%. Wśród zielnych, które występują tu także w mniejszych ilościach, rozpoznano pyłek posłona (*Helianthemum*). Procentowo największy udział mają trawy (*Gramineae* — 4,5%).

Próbka nr 5 różni się od dwu poprzednich zanikiem leszczyny (*Corylus*) oraz wyraźnym zwiększeniem wierzby (*Salix* — 16,5%). Wśród zielnych trawy (*Gramineae*) stanowią 4%, bylice (*Artemisia* — 1%), turzyce (*Carex* — 5%), goździkowate (*Caryophyllaceae* — 3,5%), jaskrowate (*Ranunculaceae* — 1%), złożone (*Compositae* — 1%).

Następne dwie próbki nr 4 i 3 charakteryzuje zmniejszona ilość brzozy (*Betula* — 22%), wyraźny wzrost sosny (*Pinus* — około 70%). Pod względem ilości leszczyny i drzew ciepłolubnych próbka nr 3 jest znacznie bogatsza. Leszczyna w próbce nr 4 wynosi — 32%, w próbce

nr 3 — 39%. Podobnie wzrasta ilość olchy (*Alnus*) i wiązu (*Ulmus*). Próbkę nr 2 i 1 charakteryzuje zmniejszone występowanie sosny, która w tych próbkach występuje w ilości około 50%. Brzoza (*Betula* — 15%), olcha (*Alnus* — 20%), leszczyna (*Corylus* — 25%), przedstawiciele ciepłolubnego lasu mieszanego (*Quercetum mixtum* — 10,5). W próbkach nr 1 i 2 występuje także grab (*Carpinus*).



Ryc. 18. Profil glebowo-geologiczny osadów jeziora Mały Wągiel według J. Wolanieckiego [93]

1 — kreda jeziorna; 2 — próchnica i szczątki drewna; 3 — wkładka marglu o odcieniu niebieskoszarym; 4 — poziom wody gruntowej; 5 — margiel jasnej barwy; 6 — torf i kawałki drewna; 7 — żwir z dużą domieszką skał wapiennych; 8 — piasek gruboziarnisty

Porównując przedstawioną przez J. Wolanieckiego stratygrafię osadów jeziora Mały Wągiel (ryc. 18) ze stratygrafią osadów jeziora Kruklin oraz skład palynologiczny osadów obydwu jezior, należałoby próbki nr 1 i 2 odnieść do okresu atlantyckiego, odcinka, który odpowiadałby według podziału Firbasa [24] początkowi piętra VII. Za odniesieniem osadów do tego właśnie okresu przemawia m. in. obecność grabu (*Carpinus*).

Próbki nr 3 i 4 składem swoim odpowiadają początkowej fazie okresu borealnego.

Młodszy dryas reprezentowany jest przez próbkę nr 5 ze znacznie zwiększonym udziałem wierzby i brakiem leszczyny. Próbki nr 6 i 7 pochodzą z interstadiału alleröd. Przedstawiają one las brzożowo-sosnowy ze znacznym udziałem leszczyny. Torfowa próbka nr 8 z dużym udziałem wierzby oraz zielnych przedstawia wczesne okresy ocieplenia klimatycznego, jakie nastąpiło w allerödzie. Opierając się na profilu stratygraficznym i wykonanych analizach pyłkowych, których wyniki

Tabela 16

Zawartość węgla wapnia w osadach jeziora Mały Wągiel

Głębokość cm	Odczyty		Średnio
	1	2	
10	72	78	75
20	70	80	75
30	55	60	57,5
40	60	—	60
50	50	47	48,5
60	55	59	57
70	42	36	39
80	68	69	68,5

Średnia zawartość CaCO_3 w osadach jeziora Mały Wągiel = 60%

przedstawione są na ryc. 17 i tab. 15, w odniesieniu do szczegółowo zbadanych osadów jeziora Kruklin, historię pobrzeżnej partii jeziora Mały Wągiel można przedstawić następująco:

W interstadiale alleröd, w miejscu skąd pobrano monolit, występowała podmokłość, w której zachodziły procesy torfotwórcze. W ciągu trwania interstadiału poziom wody znacznie się podnosi. Procesy torfotwórcze zostają przerwane i w miejscu występowania torfu tworzą się osady wapienne zawierające około 68% CaCO_3 (tab. 16). W osadach wapiennych pojawia się wkładka osadów ilastych szaroniebieskawej barwy. Ten typ osadów (barwa i materiał) w osadach jeziora Kruklin odpowiadał okresowi młodszego dryasu. W spektrum pyłkowym osadów jeziora Mały Wągiel zwiększa się nieco ilość zielnych, znika leszczyna, a w dużych ilościach występuje wierzba, co pozwala uważać opisaną warstwę za osady młodszego dryasu. Z nastaniem holocenu ponownie tworzą się osady wapienne, a w spektrum pyłkowym pojawia się pyłek drzew ciepłolubnych.

W świetle uzyskanych materiałów można przedstawić zmiany poziomów wody w jeziorze Mały Wągiel na przestrzeni późnego glacjału i ho-

locenu. W ostatnim interstadiu w rozpatrywanej brzeżnej części jeziora tworzy się początkowo torf. W miarę trwania ciepłego interstadiu poziom wody silnie się podnosi. W miejscu gdzie tworzył się torf, powstaje teraz osad węglanu wapnia. Należy przyjąć, że poziom wody w stosunku do okresu początkowego, w którym tworzył się torf, podniósł się co najmniej o około 2 m. Z nastaniem młodszego dryasu następuje silne obniżenie poziomu wody. Osady iłu mineralnego, charakterystyczne dla młodszego dryasu, stanowią tu tylko wkładkę, która powstała w trakcie obniżania się poziomu wody. W okresie młodszego dryasu pobrzeże jeziora w omawianym punkcie jest wynurzone z wody — osady nie mogą się tworzyć i dlatego tak mała jest ich miąższość dla tego okresu. W miarę ocieplania się klimatu w okresie preborealnym poziom wody w jeziorze ponownie silnie się podnosi. Osady wapienne niezbyt intensywnie tworzą się ponownie w początkowej fazie okresu borealnego. Powierzchniowe warstwy osadów jeziornych pochodzą z końcowego okresu optimum klimatycznego, kiedy następowało spływanie zbiornika.

Brak w osadach dobrze wyrażonego okresu preborealnego, częściowo borealnego oraz fazy odpowiadającej pierwszej połowie optimum klimatycznego pozwala tłumaczyć stan istniejący tak — jak to interpretowano w przypadku osadów jeziora Kruklin — wysokim poziomem wody jeziora. Pod koniec okresu atlantyckiego nastąpiło spływanie zbiornika wodnego, którego następstwem w okresie subborealnym było wynurzenie się osadów i silne ich spękanie. Próchnica występująca w szczelinach pochodzi ze spływów zboczowych, które miały miejsce podczas zwilgocenia klimatu w okresie subatlantyckim. Obecnie osady jeziora Mały Wągiel są wynurzone. Obniżenie poziomu wody w ostatnich czasach spowodowane jest, podobnie jak w przypadku jeziora Kruklin, przez człowieka, który dążył do zdobycia nowych terenów użytkowych kosztem zmniejszania powierzchni jezior.

Porównując zmiany poziomu wody w jeziorze Mały Wągiel ze zmianami poziomów, jakie zachodziły w jeziorze Kruklin na przestrzeni późnego glacjału i holocenu, widzi się znaczne podobieństwo w przebiegu tego procesu w obu jeziorach.

Z przeprowadzonych badań wynika, że przybrzeżne części jeziora Mały Wągiel są wytopiskiem starszym niż wytopisko pobrzeża jeziora Kruklin. Wytopisko Wągla w przybrzeżnej strefie jeziora powstało z nastaniem ocieplenia klimatu w allerödzie, podczas gdy obniżenie brzegów jeziora Kruklin nastąpiło przy końcu tego okresu.

Na podstawie rozpatrywanych osadów można wysunąć przypuszczenie, że wahania poziomów wody były większe w przypadku jeziora Mały Wągiel, co wiązać się może z nieco odmiennym charakterem tego zbiornika.

PRZYCZYNY ZMIAN POZIOMU WODY

Zmiany poziomu wody w jeziorach są zjawiskiem pospolitym. Zachodziły one w przeszłości i zachodzą obecnie. Należy jednak odróżnić zmiany poziomu wody będące krótkotrwałym wahnięciem spowodowanym okresowym zwilgoceniem klimatu od długotrwałych średnich stanów wody dla danego okresu klimatycznego.

Krótkotrwałe wahania poziomu wody występowały w całym rozpatrywanym okresie, ale nie dadzą się wykrywać metodami zastosowanymi w tej pracy. Natomiast długotrwałe średnie stany wody pozostawiają ślady czy to w postaci różnego sedymentu, czy w zmianie występujących w jeziorze roślin wodnych, pozwalających z przybliżeniem określić głębokość wody, w której żyły.

W toku badań nad zmianami poziomu wody w rozpatrywanych jeziorach wydzielono dla obszarów objętych ostatnim złodowaczeniem dwa okresy:

- 1) okres dominującego wpływu temperatury na zmiany poziomu wody,
- 2) okres wpływu opadów.

W pierwszym przypadku czynnikiem decydującym o podwyższeniu czy obniżeniu poziomu wody jest temperatura. Opady, które występowały w okresie pierwszym (ryc. 19), nie wpływały w zasadniczy sposób na kształtowanie się zmian poziomu wody. Mogły one mieć znaczenie jako czynnik drugorzędny. Potwierdzeniem tego jest poziom wody występujący w suchym i ciepłym okresie borealnym. Suchość klimatu była kompensowana przez martwy lód wytapiający się wskutek podniesienia temperatury.

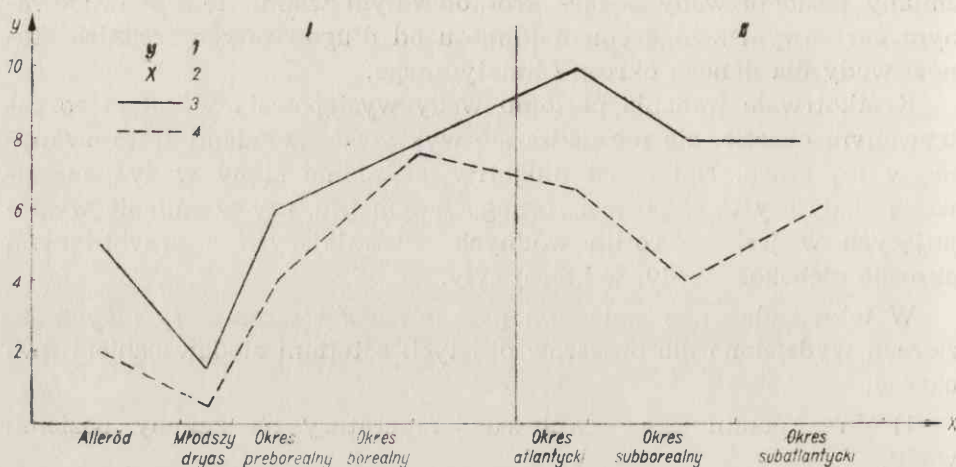
Okres drugi (ryc. 19) wskazuje na wpływ opadów na kształtowanie się poziomu wód w jeziorach.

W pierwszym okresie w miarę ocieplania się klimatu następowało wytapianie martwych pogrzebanych lodów. W drugim okresie temperatura wpływała raczej ujemnie na wysokość poziomu wody, przyczyniając się do zwiększonego parowania.

Począwszy od optimum klimatycznego do czasów współczesnych mamy okres, w którym poziom wód jest szczególnie zależny od opadów atmosferycznych.

Analizowany materiał, który pozwala na wyciągnięcie powyższych wniosków, pochodzi z dwu jezior. Szczegółowe badania przeprowadzono nad osadami jeziora Kruklin. Mniej dokładnie zbadano osady jeziora Mały Wągiel — porównując wiek tego jeziora i typ osadów z osadami jeziora Kruklin.

W okresie atlantyckim w strefie przybrzeżnej obydwu jezior tworzyły się osady wapienne, które w okresie subborealnym zostały wynurzone. W przypadku osadów jeziora Mały Wągiel ponad metrowa



Ryc. 19. Wykres zależności zmian poziomu wody od temperatury

1 — temperatura w °C i głębokość wody w metrach (w strefie litoralnej jeziora Kruklin); 2 — okresy klimatyczne według Wiggersa i Szafera; 3 — średnie roczne temperatury według Woldstedta dla północnych Niemiec; 4 — poziom wody w jeziorze Kruklin (głębokość w strefie litoralnej)

warstwa osadów zostaje wynurzona i wskutek wysychania ulega spękaniu. W czasie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu wpływające do jeziora wody powierzchniowe zasypują kliny piaskiem i substancjami humusowymi. W czasach historycznych poziom wody w obydwu zbiornikach zostaje obniżony sztucznie przez człowieka.

Zagadnienie kształtowania się zmian poziomu wody w zbiornikach odpływowych na terenach młodoglacjalnych nie jest jeszcze znane. Przypuszczać można, że zarówno stany maksymalne, jak i minimalne były w tych zbiornikach inne, przypuszczalnie niższe. Występowały zapewne niższe stany maksymalne wód w okresie wytapiania pogrzebanych lodów wskutek odpływu wody.

Jeżeli chodzi o wytapianie lodów, to czas ostatecznego wytopienia zależy przede wszystkim od grubości warstwy osadów pokrywającej lód. W przypadku grubej pokrywy piasku lub torfu ostateczne wytopienie mogło nastąpić dopiero w okresie optimum klimatycznego. Średnie temperatury lipca według Grossa¹³ bardzo wyraźnie podnoszą

¹³ H. Gross — Die bisherigen Ergebnisse von ¹⁴C Messungen und paleontologischen Untersuchungen für Gliederung und Chronologie des Jung-Pleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, 1958.

się dopiero pod koniec okresu borealnego, co niewątpliwie miało wpływ na ostateczne wytopienie pogrzebanych lodów.

W przypadku zbadanych osadów jeziora Kruklin okazuje się, że ostateczne wytopienie martwych lodów i uformowanie dna zbiornika nastąpiło tutaj w pierwszej połowie okresu borealnego. Dowodów na wytapianie się pogrzebanych lodów oraz zmian poziomów wody dostarczają torfowiska.

Steffen [77] rozróżnia na Pojezierzu Mazurskim dwa typy torfowisk ze względu na sposób ich powstawania:

1) torfowiska wytworzone na istniejących pierwotnie jeziorach; w spągu tego typu torfowisk występują znacznej miąższości osady jeziorne: ily, gytie i osady wapienne;

2) torfowiska o znacznej niekiedy miąższości, które nie mają w spągu śladu osadów jeziornych.

Pierwszy typ torfowisk zakładał się na płytkich jeziorkach, które istniały na pojezierzu od czasu ocieplenia w allerödzie. Zatorfienie tych jezior nastąpiło w momencie obniżenia poziomu wód. Generalnie biorąc są dwa okresy, w których możliwe było obniżenie poziomu wody. Są one zaznaczone w profilach torfowisk horyzontami granicznymi i powierzchniami rekurencyjnymi, a przypadają na okres borealny i sub-borealny. Zatorfienie jeziora jest możliwe tylko przy niskim stanie wody.

Przy wysokim poziomie wody przeszkodą w opanowaniu powierzchni przez rośliny jest ciągle falowanie wody. Nie jest znane żadne głębokie jezioro, którego powierzchnia pokrywałaby się torfowcami i jezioro zamieniałoby się w torfowisko. Z chwilą gdy powierzchnia silnie spłyconego jeziora pokryje się roślinnością torfotwórczą i odłoży się warstwa osadów torfowych, gwałtowne podniesienie poziomu wody najczęściej nie jest w stanie zmienić biegu rzeczy, ponieważ torf ma tendencję do podpływania ku powierzchni. Pomiedzy osadami jeziornymi a pływającą warstwą torfu wytwarza się soczewka wody, malejąca w miarę narastania złoża torfu. Ilustracją opisanego zjawiska może być torfowisko wysokie występujące w lesie koło Ostrówka Pieckowskiego w okolicy Mrągowa. Wiele tego rodzaju przykładów, gdzie w profilu występuje soczewka wody, przytacza Nejsztadt [58]. Typ drugi przedstawiają opisywane przez Steffena [77] torfowiska, niekiedy znacznej miąższości, które w spągu pozbawione są śladów istnienia otwartego zbiornika wodnego. Ten typ torfowisk powstawał najczęściej przez wytapianie brył martwego lodu, przykrytych warstwą materiału pokrywowego. Wytapianie lodu następowało tutaj powoli, powodując stopniowe zapadanie się terenu i podtapianie torfowiska. W końcowym efekcie

powstają znaczne zakłębienia terenu wypełnione obecnie torfem, zwane w literaturze radzieckiej „suchodołami”.

Znane są niewielkie torfowiska, których miąższość osadów torfowych wynosi często ponad 10 m. Na terenie Łotwy występują torfowiska bez śladów osadów jeziornych w spągu, a miąższość ich dochodzi do 16 m¹⁴. Z obserwacji istniejących jezior i torfowisk wiemy, że zatorfienia występują w miejscach podmokłych. Nie można przyjąć, aby powierzchnia zbiornika wodnego głębokości ponad 10 m była tak nieruchoma, że możliwe byłoby pokrycie jej przez sukcesje torfowe.

Eliminując przypadki rozległych dolin rzecznych, na Pojezierzu Mazurskim istnienie złóż torfu dużej miąższości, pozbawionych w spągu osadów jeziornych, jest dla terenów młodoglacjalnych dowodem powolnego i długotrwałego wytapiania się martwych lodów oraz wahań poziomów wód gruntowych. Sama forma morfologiczna — zagłębienie terenu — jest tego oczywistym dowodem. Podczas wytapiania, w przypadku torfowisk rozwijających się na martwym lodzie, warstwę izolującą stanowił sam torf, który — jak wiadomo — jest złym przewodnikiem ciepła.

Na hydrologiczne zmiany w torfowiskach wpływały zarówno okresowe ocieplenia klimatu, jak i opady atmosferyczne. Wynikiem zmian hydrologicznych są zmiany roślinnych sukcesji torfowisk. Z pobieżnego zapoznania się z pracami dotyczącymi torfowisk z północnej Polski: Steffena [77], Bitnera [11], Bremówny i Sobolewskiej [14], Ołtuszewskiego [62], wynika, że w okresie borealnym na północnych naszych obszarach nie zaznaczają się poziomy RY — co można by przypisywać istnieniu niewytopionych lodów, dostarczających w suchym borealnym okresie zapasów wody w rozwijających się torfowiskach. Natomiast w opisywanym przez Bitnera [11] torfowisku w Bagnowie na Pojezierzu Mazurskim, w niewielkiej odległości od jeziora Mały Wągiel, w okresie subborealnego obniżenia wód występuje warstwa silnie rozłożonego torfu — horyzont graniczny.

Dowodem powszechnego obniżenia się poziomu wody, a następnie jego podniesienia się jest soczewka wody tak często występująca (Nejsztadt [58]) w profilach stratygraficznych torfowisk holocenijskich.

WNIOSKI

Badania nad osadami jeziora Kruklin pozwoliły na wyciągnięcie interesujących wniosków natury paleobotanicznej i geograficznej. Odnalezienie wyraźnych śladów lasu w postaci zwartej grupy pni w odsłoniętej podczas eksploatacji części jeziora oraz stwierdzenie wystę-

¹⁴ Ustna relacja I. Daniłansa.

powania ich na dużych przestrzeniach wokół jeziora (wyrębisko B, 1957 r.) ma znaczenie doniosłe. Określenie wieku osadów metodą palynologiczną oraz potwierdzenie wieku drewna metodą ^{14}C udowodniło istnienie lasów na terenie Pojezierza Mazurskiego w interstadiale alleröd. Wobec małej liczby stanowisk, w których określony jest wiek bezwzględny osadów, stanowisko nad jeziorem Kruklin jest pierwszym na Pojezierzu Mazurskim, gdzie potwierdzony został metodą ^{14}C wiek lasów występujących w allerödzie.

W. Szafer (cyt. z [49] i [79]) skłonny był widzieć granicę lasu w tym okresie przebiegającą około 200 km na południe od badanego terenu. Pojezierze Mazurskie było zdaniem tego autora terenem tundry parkowej.

H. Gross, opierając się na diagramach pyłkowych, był zdania, że lasy w tym okresie już występowały na Pojezierzu Mazurskim. Odnalezione pod osadami pnie udowodniły słuszność przypuszczeń H. Grossa.¹³

Z wykonanych badań wynika, iż pod koniec allerödu na Pojezierzu Mazurskim występowały zwarte lasy sosnowo-brzozowe z małym udziałem leszczyny.

Wykazanie zmian poziomu wody w późnym glacie i holocenie może do właściwego interpretowania zmian sukcesji roślinności leśnej i torfowiskowej, jakie zachodziły w rozpatrywanym czasie. Formowanie się zbiorowisk roślinnych zależało w dużym stopniu od poziomu wód gruntowych, których zwierciadło do pewnego stopnia zaznacza się w jeziorach. Jako przykład może tu służyć okres subborealny, w którym osuszenie się klimatu i obniżenie poziomu wód gruntowych było przyczyną szerokiego rozprzestrzeniania się sosny.

Jakkolwiek praca ta nie jest palynologiczna, nasuwają się pewne wnioski dotyczące interpretacji diagramów pyłkowych. Większość palynologów interpretując opracowane profile zakłada z reguły ciągłość w tworzeniu się osadów. Wszelka niejasność obrazu palynologicznego tłumaczona jest nietypowym wykształceniem (młodszy dryas w osadach Żuchowa). Tymczasem narastanie palynologicznie badanych osadów związane jest ze środowiskiem wodnym lub błotnym. Przy znacznych zmianach poziomu wody zagłębienie może być suche (w którym osady się nie tworzą) lub mokre. Torfowiska w holocenie miały okresy застоju, a wzrost ich odbywał się okresowo; w związku z tym reprezentować mogą tylko pewne okresy, albo nawet fragmenty okresów klimatycznych.

Jeziora na Pojezierzu Mazurskim przeszły od czasu ustąpienia lodowca daleko idącą ewolucję. Spostrzeżenia nad ich kształtowaniem się przeczą istniejącemu w limnologii pogładowi (B o w k i e w i c z [12]),

jakoby jeziora polskie były w młodości swojej zbiornikami głębokimi, pozbawionymi osadów, a w miarę starzenia się, z upływem lat, ulegały spłycaaniu i wypełnianiu się osadami jeziornymi lub pokrywały je sukcesje torfowe.

Ewolucja jezior na Pojezierzu Mazurskim przebiegała w sposób bardziej złożony. Z badań wykonanych nad osadami jeziora Kruklin wynika, że okres rodzenia się jeziora przebiegał bardzo długo — wiele tysięcy lat. W tym czasie, równocześnie z rozwojem — pogłębianiem, zachodziły procesy starzenia się zbiornika — odkładanie osadów. Krytyczny moment przechodziły jeziora w okresie subborealnym, wskutek obniżenia się poziomu wód. Wiele płytkich jezior zostało w tym czasie opanowanych przez sukcesje torfowe i zakończyło istnienie.

Powstawanie jezior jest zjawiskiem powtarzającym się po każdym ustąpieniu lodowca. K. Bitner [9] opisał cykl rozwojowy jeziora w interglacjale Masovien II. Rozpoczęły go osady torfowe, następnie pojawiła się roślinność bagienna i wreszcie głębokowodna. Z biegiem czasu zbiornik ponownie ulegał spłycaaniu, prawdopodobnie wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych.

Badania osadów jeziornych nie tylko pozwalają poznać i datować przemiany, jakie zachodzą w zbiornikach wodnych od czasu ich powstania, ale dostarczają także danych o występowaniu gospodarczo niedocenianego u nas surowca, osadu węglanu wapnia pochodzenia wodnego.

LITERATURA

- [1] Аболкалнс Ю. Я., Условия и ход образования голоценовых карбонатных отложений на крупнейших месторождениях Латвии. Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Изд. Акад. Наук Латвийской ССР, Рига 1959.
- [2] Бартош Т. Д., О стратиграфической приуроченности и палеогеографических условиях накопления голоценовых известковых отложений. Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Изд. Акад. Наук Латвийской ССР, Рига 1959.
- [3] Barth H., Aufnahme und Abgabe von CO₂ und O₂ bei submersen Wasserpflanzen. Gewässer und Abwässer. Eine limnologische Schriftenreihe. Verlag Düsseldorf, 1957, H. 17/18.
- [4] Barczuk W., Wapień łąkowy i jego użytkowanie. Geogr. w Szk. lipiec — sierpień, Warszawa 1957.
- [5] Bernatowicz S., Zmienność flory naczyniowej w Jeziorze Arklickim. Pol. Arch. Hydrobiol. T. 5, 1959, nr 2.
- [6] Bernatowicz S., Radziej J., Badanie ilościowe flory naczyniowej Jeziora Dobskiego. Pol. Arch. Hydrobiol. T. 77, 1960.
- [7] Bertsch K., Früchte und Samen. Handbuch der praktischen Vorgeschichtsforschung. Stuttgart 1941.

- [8] Birkenmajer K., Srodoń A., Interstadiał oryniacki w Karpatach. Inst. Geol. Biul. 150. Warszawa 1960.
- [9] Bitner K., Flora interglacialna w Otapach. Inst. Geol. Biul. 100. Warszawa 1956.
- [10] Bitner K., Pseudo-źródłiskowe torfowisko w okolicy Sidry. Zeszyty probl. post. nauk roln. Z. 17, 1958.
- [11] Bitner K., Torfowisko wysokie w Bagnowie. Przegl. geogr. 32, 1960, z. 4.
- [12] Bowkiewicz J., Życie wód słodkich. Warszawa 1947.
- [13] Błaszczuk H., Polodowcowa historia lasów nad górną Wartą. Acta Soc. Bot. Pol. Vol 23, 1954.
- [14] Bremówna M., Sobolewska M., Podyluwalna historia lasów Puszczy Augustowskiej na podstawie analizy pyłkowej torfowisk. Las Polski, 1934, nr 1—3.
- [15] Chojnowski S., Próba kompleksowego opracowania środowiska geograficznego. Maszynopis pracy magisterskiej. Inst. Geogr. Uniw. Warsz. 1957.
- [16] Даниланс И. Я., Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Изд. Акад. Наук Латвийской ССР, Рига 1957.
- [17] Даниланс И. Я., О терминологии и классификации послеледниковых пресноводных известковых отложений и их залежей. Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Изд. Акад. Наук Латвийской ССР, Рига 1959.
- [18] Даниланс И. Я., Условия голоценового пресноводного карбонатообразования на территории Латвии. Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Изд. Акад. Наук Латвийской ССР, Рига 1959.
- [19] Dąbrowski M., Późnoglacialna i holocenska historia lasów Puszczy Białowieskiej. Cz. I. Białowieski Park Narodowy. Acta Soc. Bot. Pol. Vol. 28, 1959.
- [20] Dąbwska I., Ramienice okolic Poznania. Acta Soc. Bot. Pol. Vol. 21, 1952, nr 3.
- [21] Dąbwska I., Karpiński J., Ramienice. Klucz do oznaczania gatunków krajowych. Warszawa 1954.
- [22] Dyakowska J., Spektre pyłkowe utworów zastoiskowych. Inst. Geol. Biul. 100. Warszawa 1956.
- [23] Dyakowska J., Podręcznik palynologii. Warszawa 1959.
- [24] Firbas F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen. Bd. I/II. Jena 1949—1952.
- [25] Gagel C., Erläuterungen geologischen Karte von Preussen. Blatt Kruglancken. Berlin 1903.
- [26] Galon R., Zagadnienie teras jeziornych w Prusach Wschodnich. Czasop. geogr. 1936, z. 2—3.
- [27] Galon R., Wstępne wiadomości o zanikaniu jezior w Polsce. Przegl. geogr. 26, 1954, z. 2.
- [28] Garunkštis A., Rytu Lietuvos ežeru vystymosi desningumai. Disertacijos rankraštis. Liet. TSR M. A. Geologijos ir Geografijos Institutas. Vilnius 1958.
- [29] Garunkštis A., Lietuvos TSR teritorijoje žinomų ežerinių nuosėdų klasifikacijos klausimu. Liet. TSR M. A. Geologijos ir Geografijos Moksliniai Pranešimai. T. 9. Vilnius 1959.
- [30] Garunkštis A., Stanatis A., Vilkokšnio ežero raida vėlyvajame ledynmetyje ir poledynmečio pradžioje. Liet. TSR M. A. Geologijos ir Geografijos Institutas, Moksliniai Pranešimai. T. 9. Vilnius 1959.

- [31] Gawłowska M., Jezierze (Najas) w dyluwium polskim. *Starunia*, 6. Kraków 1935.
- [32] Greguss P., *Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen*. Akademiai Kiado. Budapest 1955.
- [33] Gudelis V., Kabailienė M., Alerodinis ir priešalerodinis laikotarpiai Lietuvoje Nopaičio pelkes palinologiniu tyrimu šviesoje. M. A. Moksliniai Pranešimai. T. 6. Vilnius 1958.
- [34] Gudelis V., Mikaila V., The largest glacio-lacustrine basins of Lithuania and their significance for geochronology and paleogeography of the late-glacial period. Acad. of Sciences of the Lithuanian SSR, Geological and Geographical Institute. *Collectanea Acta Geologica Lithuanica* 1960.
- [35] Jarosz S., *Parki narodowe i rezerваты przyrody*. Spółdz. Inst. Wyd. Kraj. 1951.
- [36] Kalinowska K., Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. *Przegl. geogr.* 33, 1961, z. 3.
- [37] Kępczyński K., *Zespoły roślinne jezior Skępskich i otaczających je łąk*. Studia Soc. Scien. Toruniensis. Toruń 1960.
- [38] Kondracki J., *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego*. Państw. Inst. Geol. Biul. 65. Warszawa 1952.
- [39] Kondracki J. i in., *Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim*. PAN, *Prace geogr.* 19. Warszawa 1959.
- [40] Kondracki J., *Typy krajobrazu naturalnego (środowiska geograficznego) w Polsce*. *Przegl. geogr.* 32, 1960, z. 1—2.
- [41] Kondracki J., Szostak M., *Geomorfologia i hydrografia jezior okolic Węgorzewa*. *Roczn. Nauk Roln.* T. 77 B, 1960.
- [42] Kondracki J., Pietkiewicz S., The last glaciation and the terminal stages of the Middle-Polish glaciation in NE Poland. *Guide-Book of excursion D INQUA* 1961.
- [43] Kosiba A., *Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych*. *Czasop. geogr.* 20, 1957, z. 1—4.
- [44] Косі́л L., *Rozmieszczenie roślinności w litoralu jeziora Tajty*. *Roczn. Nauk Roln. i Leśn.* T. 67 D, 1953.
- [45] Кордэ Н. В., *История изучения голоценовых озерных отложений в СССР*. Вопросы голоцена. Инст. Геогр. АН СССР. Институт геол. и геогр. АН Литовской ССР. Вильнюс 1961.
- [46] Kulczyński S., *Torfowiska Polesia*. T. I i II. Kraków 1939.
- [47] Kurtz W., *Plankton stawów rybackich (zimochów) w Żabińcu*. *Acta Soc. Bot. Pol.* Vol. 23, nr 2, 1954.
- [48] Lenczewski J., *Niektóre rośliny kwiatowe zbiornika Drużno*. *Ekol. Pol.*, ser. A, t. 5, nr 4, 1957.
- [49] Lilpop J., *Roślinność Polski w epokach minionych*. II wyd. Warszawa 1957.
- [50] Lityński A., *Hydrobiologia ogólna*. Warszawa 1952.
- [51] Luther H., *Verbreitung und Ökologie der höheren Wasserpflanzen im brackwasser der Ekenas-gegend in Südfinland*. *Acta Bot. Fennica* 30, *Helsingforsiae* 1951.
- [52] Łyczewska J., *Budowa geologiczna okolic Żuchowa*. Inst. Geol. Biul. 118, Warszawa 1957.
- [53] Malicki A., *Współczesne wahania klimatyczne*. *Geogr. w Szk.*, nr 5. Warszawa 1950.

- [54] Michalski K., O rozmieszczeniu roślinności jeziora Mochel. Pam. Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. T. 18, ser. E. 1946—1947.
- [55] Mowszowicz J., Zarys roślinności jeziora Drużno. Pol. Arch. Hydrobiol. T. 2, nr 1, 1954.
- [56] Moskwin A. J., Dyskusja o plejstocenie Polski na podstawie prac W. Szafera, W. P. Griczuka, P. Woldstedta i innych. Inst. Geol. Biul. 150. Warszawa 1960.
- [57] Nilson T., On the Application of the Scanian postglacial Zone System to Danish Pollen Diagrams. Kobenhavn 1948.
- [58] Нейштадт М. И., История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Акад. Наук, Инст. Геогр. Москва 1957.
- [59] Нейштадт М. И. Советская География — Палеогеография послеледникового времени. Государственное Издательство Географической Литературы. Москва 1960.
- [60] Okołowicz W., Kryteria klimatyczne w badaniach geomorfologicznych Niżu północnoeuropejskiego. Inst. Geol. Biul. 65. Warszawa 1952.
- [61] Olszewski P., Kilka przekrojów chemicznych z jezior Pojezierza Mazurskiego. Ekol. Pol., Komitet Ekol. PAN, t. 1, z. 2, 1953.
- [62] Ołtuszewski W., Historia lasów pojezierza suwalsko-augustowskiego w świetle analizy pyłkowej. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Mat.-Przyr., ser. B, t. 8, z. 4, 1937.
- [63] Oszaś J., Historia klimatu i flory Ziemi Dobrzyńskiej w późnym glacie i holocenie. Inst. Geol. Biul. 118. Warszawa 1957.
- [64] Pia J., Die rezenten Kalksteine. (Mineralogische und Petrographische Mitteilungen). Leipzig 1933.
- [65] Podbielkowski Z., Zarastanie dołów potorfowych. Monogr. Bot. Vol. 10, nr 1, 1960.
- [66] Rühle E., Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtąg. Inst. Geol. Biul. 169. Warszawa 1961.
- [67] Россолимо Л. Л., Некоторые черты из прошлого озера Глубокое. Вопросы голоцена INQUA. Институт Географии А. Н. СССР. Институт Геологии и Географии А. Н. Литовской ССР. Вильно 1961.
- [68] Савицкас И., Некоторые итоги исследования пресноводных известняков в Литовской ССР. Материалы по изучению известковых отложений. Издательство Акад. Наук, Рига 1959.
- [69] Seibutis A., Žiedadulkinii diagramu interpretavimo klausimo. Liet. TSR M. A. Darbai, ser. B 2. Vilnius 1956.
- [70] Schmidt E., Mikrophotographischer Atlas der Mitteleuropas Holzer. 1941.
- [71] Schrop S., Geognostische Karte Königsberg. Berlin 1826.
- [72] Słowański W., Wczesnoholocénские осады jeziorne w Lasce koło Brus. Kwart. geol. T. 5, nr 3, 1961.
- [73] Stangenberg M., Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrologiczno-chemicznych pojezierza suwalskiego. Rozpr. i Sprawozd. Inst. Bad. Lasów Państw., ser. A, nr 19, 1936.
- [74] Stangenberg M., Charakterystyka limnologiczna jezior grupy kleszczańskiej i hańczańskiej na pojezierzu Suwalszczyzny. Rozpr. i Sprawozd. Inst. Bad. Lasów Państw., ser. A, nr 23, 1957.
- [75] Stangenberg M., Zemoytel-Kolanko K., Solski A., Stangenberg K., Osady jeziorne w Żuchowie koło Karnkowa. Inst. Geol. Biul. 118. Warszawa 1957.

- [76] Stasiak J., The evolution of lakes in the Masurian Lake District on the example Kruklin Lake. Abstracts of papers VIth Congress INQUA, Poland 1961.
- [77] Steffen H., Vegetationskunde von Ostpreussen. Bd. 1. Jena 1931.
- [78] Srokowski S., Jeziora i moczary Prus Wschodnich. Wojsk. Inst. Wyd. Warszawa 1930.
- [79] Szafer W., Schyłek plejstocenu w Polsce. Państw. Inst. Geol. Biul. 65. Warszawa 1952.
- [80] Szafer W., Czwartorzęd w nowym ujęciu. Nauka Polska. R. II, nr 1. 1954.
- [81] Szafer W., Analiza pyłkowa w zastosowaniu do badań historii kultury materialnej człowieka. Kultura i Społeczeństwo, t. 2. 1958.
- [82] Szafer W., Jaroń B., Plejstocenijskie jezioro pod Jasłem. Starunia, 8. Kraków 1935.
- [83] Szafran B., Mchy (Musci). Inst. Bot. PAN. Warszawa 1957.
- [84] Шнитников А. В., Динамика компонентов ландшафтной оболочки в эпоху голоцена. Вопросы голоцена INQUA. Институт Географии СССР. Институт Геологии и Географии А. Н. Литовской ССР. Вильно 1961.
- [85] Шостакович В. Б., Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. Изв. Всес. Геогр. Т. 73, вып. 3, 1941.
- [86] Шостакович В. Б., Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового Озера в связи с поднятием побережья Белого моря. Изв. Всес. Геогр. Т. 76, вып. 4, 1944.
- [87] Tiuremnow S. N., Złoża torfu i ich rozpoznanie. Przekład z rosyjskiego. Warszawa 1957.
- [88] Tyczyńska M., Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czasop. geogr. T. 28. 1957.
- [89] Urbański J., Mięczaki osadów holocenijskich w Żuchowie koło Karnkowa. Inst. Geol. Biul. 118. Warszawa 1957.
- [90] Wenerowicz J., Dokumentacja kredy jeziornej w Kozuchach, woj. olsztyńskie, pow. Giżycko, gm. Giżycko. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa 1954.
- [91] Wiggers A. J., Pleistocene-Holocene boundary in the Netherlands. Abstracts of papers VIth Congress INQUA, Poland 1961.
- [92] Wiggers A. J., Subdivision of the Holocene in the Netherlands. Abstracts of papers VIth Congress INQUA, Poland 1961.
- [93] Wolaniecki J., Formy szczelinowe w kredzie jeziornej okolic Piecków pod Mrągowem. Przegl. geogr. 30, z. 1, 1958.
- [94] Woldstedt P., Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart. Stuttgart 1954.
- [95] Woldstedt P., Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart 1958.

ЯДВИГА СТАСЯК

ИСТОРИЯ ОЗЕРА КРУКЛИН НА ОСНОВАНИИ ОТЛОЖЕНИЙ В ЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ

Резюме

Озеро Круклин расположено на Мазурском Поозерии в 8 км к северо-востоку от города Гжицко. Площадь его равна приблизительно 320 га. У озера очертания длинной рытвины, которая суживается в середине своей длины. Самая большая глубина озера расположена в северной его части и равняется около 26 м, в южной около 12 м. Озеро Круклин расположено вблизи водораздела Вислы и Преголы. В прошлом озеро было бессточным. В 1854 г. был прорыт канал соединяющий озеро Круклин с озером Голдопиво. После прорытия канала образовался сток из озера Круклин в озеро Голдопиво. Вследствии этого уровень воды в озере Круклин понизился более чем на 6 м, а вокруг озера обнаружались мощные залежи известковых и торфяных отложений. В настоящее время озерные осадки эксплуатируются Заподом Навозной Извести в Солданах.

Целью настоящей статьи является отображение истории озерного бассейна на основании обстоятельного анализа донных осадков, определение протекающих в нем процессов и установление зависимости между изменениями уровня воды в исследуемом бассейне, скоростью седиментации и колебаниями климата в период осадкообразования.

Рельеф и геологическое строение окрестностей озера исследовались полевым методом. Проводились наблюдения над аршалом озера в прошлом и исследовались изменения уровня воды за последние годы. Бралась пробы для лабораторных исследований.

Одним из важнейших исследовательских методов, при помощи которого можно было определить возраст отдельных слоев осадков, являлся метод пыльцевого анализа. В палинологическом отношении исследовались 4 разреза отложений озера Круклин и 1 разрез осадков озера Малы и Вонгель. Использовался также анализ ^{14}C для определения абсолютного возраста бревна находящегося у подошвы озерных осадков. Возраст бревна был определен

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung. Для определения рода бревна проведены были анатомические исследования ломтиков взятых из пней бревен.

Для исследования известковых отложений проводились анализы растительных макроостатков (семен и оогоний), определялись моллюски находящиеся в осадках и содержание в них CaCO_3 в процентах.

Анализировался ботанический состав и степень разложения торфа находящегося в подошве и в кровле озерных отложений.

Озеро Круклин окружают дугой с запада, севера и востока фронтальные морены VI фазы отступления последнего оледенения (по Е. Кондрацкому). Озеро расположено на внешней стороне фронтальных морен и принадлежит старшей, V рецессионной фазе.

На севере и востоке моренные гряды непосредственно примыкают к зандровой области, которая протягивается от Круклянки до озера Выдмины и которую прерывает бассейн озера Круклин. Таким образом это озеро образовалось в результате вытопления льда погребенного в зандровых отложениях. Морфологическим доказательством, что некогда существовали здесь глыбы мертвого льда, являются очень ясно выраженные крутые склоны озерного берега обнаруживающиеся по местам на уровне около 140 м. Яснее всего такой крутой склон озерного берега выражен над озером Малым Круклинским.

Под озерными отложениями на гравии и песке находится слой ископаемого перегноя с хорошо сохранными стволами деревьев, автохтонных. Перегнойный слой прикрыт минеральной глиной голубовато-серого цвета со средней мощностью около 40 см. На глине залегают значительной толщины известковые отложения. В нижних участках этих отложений обнаруживается отлично сохранившаяся слоистость. На известковых осадках залегающих выше изогипсы 125 м находится торф, слой которого по мере удаления от берегов современного озера становится более мощным и вблизи древних берегов озера превышает толщину 2 м. Ближе современных берегов озера слой торфа становится тоньше и в нем обнаруживаются прослойки известковых отложений.

На основании пыльцевого анализа и абсолютного возраста бревна (11390 ± 210 лет до 1950 г.) слой перегноя со стволами деревьев надлежит отнести к последнему интерстадиалу — аллерёду. Во время аллерёда, как это вытекает из пыльцевой диаграммы, а также из присутствия многочисленных древенных пней и других древесных остатков, в окрестностях озера Круклин произрастал сосново-березовый лес.

Серо-голубоватые минеральные глины отлагались во время похолодания климата, которое произошло в младшем дриасе. Количество пыльцы в глинистых отложениях очень быстро уменьшается. В большем количестве появляется пыльца трав. Среди пыльцы древесных растений в исключите-

льных случаях обнаруживается пыльца сосны, принесенная по всей вероятности извне.

Образование известковых отложений берет начало в пребореальный период и продолжается непрерывно до начала или же до половины суббореального периода.

В пыльцевой диаграмме пребореального периода преобладает пыльца березы с большим участием пыльцы сосны и небольшим количеством пыльцы орешника. Пыльца теплолюбивых древесных пород находится в наибольшем количестве.

По мере нарастания отложений понижается в них участие пыльцы березы и появляются в большем количестве пыльца теплолюбивых древесных пород. Обнаруживается массовое появление пыльцы орешника доходящее в одном случае до 100%. Выше указанный слой соответствует бореальному периоду.

Для периода климатического оптимума — атлантического — характерно господство в спектре пыльцы представителей *Quercetum mixtum* и ольхи. В период всего климатического оптимума господствующей древесной породой является ольха. В старшем отрезке этого времени преобладает вяз. Максимальная величина представителей *Quercetum mixtum* равняется 38%.

В следующий после климатического оптимума суббореальный период в двух исследуемых разрезах появляется скородированная пыльца древесных пород и массовое количество спор мхов. Два разреза удалось исследовать до самой поверхности территории, но и тут была обнаружена скородированная пыльца *Alnus*. К суббореальному периоду относится изменение рода осадкообразования. На известковых отложениях образуется переходный торф с большим участием *Sphagnum*. В пыльцевом спектре понижается количество теплолюбивых древесных пород, главным образом исчезает вяз, тогда как повышается количество пыльцы сосны и появляется ель. В суббореальный период времени обнаруживается перерыв в образовании осадков.

Для последнего субатлантического периода характерным является, на основании разреза находящегося ближе середины озера, слой известковых отложений около 20 см мощностью, а также слой сильно разложившегося и пересохшего торфа мощностью в 15—20 см. В разрезе расположенном ближе берегов озера обнаруживается слой торфа мощностью около 1,5 м.

Известковые отложения озера Круклин содержат свыше 80% CaCO_3 . Отложения эти образовались в результате биологического выделения извести из воды произрастающими в литоральной зоне озера растениями. Иногда в осадках обнаруживается очень ясная слоистость. К пребореальному периоду относятся сохранившиеся годовые слои (два слоя: светлый и темный соответствуют периоду одного года), а также слои мощностью в несколько сантиметров светлого или же более темного цвета. Осадки более темного

цвета характеризуются большим количеством пыльцы, а также более сильной примесью глинистых образований.

Быстрота седиментации подсчитывается следующим образом: мощность осадков, которые сформировались за некоторый определенный климатический период времени, делится на период времени, в продолжении которого отлагались эти осадки (количество лет). Из этих подсчетов вытекает, что в период голоцена интенсивность осадкообразования была не одинаковая. Быстрее всего осадкообразование протекало в период климатического оптимума, медленнее всего в бореальный период.

Из сравнения быстроты осадкообразования на исследуемом участке озера Круклин с опубликованными данными для других областей территории вытекает, что в области озера Круклин осадкообразование протекало относительно медленно.

Многочисленные факты указывают на то, что в период позднего гляциала и голоцена происходили изменения уровня воды в озере Круклин.

О существовании указанных выше колебаний уровня воды в озере Круклин свидетельствуют следующие факты:

1. Обнаруженные под озерными осадками многочисленные пни деревьев *in situ* (что является доказательством меньшего ареала озера в прошлом).
2. Способ залегания торфа, степень его разложения а также находящиеся в нем прослойки известковых отложений свидетельствуют о колебаниях уровня воды в озере.
3. Морфологические данные об ареалах озера в некоторые периоды времени.
4. Наблюдения над быстротой седиментации.
5. Исторические данные относительно понижения уровня воды в озере.

Выполасканные из известковых осадков семена и оогонии водяных растений показали наличие изменений растительности в озере в период голоцена. Выделяются 3 периода:

1. Период господства лучицы; род *Lychnothamnus* и *Tolypellopsis* — характерный для пониженных и изменчивых уровней воды.
2. Период господства *Najas marina* — характерных для повышенных уровней воды.
3. Период вторичного господства лучиц из рода *Chara* в мелеющем озере.

Как это видно на приложенном графике (рис. 15), на участке, на котором находится исследуемый разрез, располагается суша, а на ней произрастает лес и образуется слой перегноя. В глубине, под слоем песка и гравия находился лед, который вследствие потепления климата в конце аллерёда частично растаял, что повлекло за собой провал местности и затопление лесного массива. Устанавливается, что уровень воды в конечной фазе аллерёда находился на высоте около 1 м над стволами деревьев.

В период похолодания климата, в младшем дриасе, процессы стаивания льда совершенно приостановились. Уровень воды понизился. Устанавливается, что в средней фазе младшего дриаса он не был выше 0,5 м (свидетельствуют об этом находящиеся в глине многочисленные корни осоки и тростника).

По мере потепления климата в пребореальный период процесс таяния погребённого льда прогрессирует вперед. Многочисленные факты свидетельствуют о том, что периоды пониженного и повышенного уровня воды чередуются на рассматриваемой территории соответственно периодам интенсивного или же медленного таяния погребённого льда.

В бореальный период — в начале обнаруживается пониженный уровень воды в озере, после чего, вследствие очень быстрого и окончательного таяния погребённого льда, уровень воды в озере повышается в прибрежной зоне до своей самой высокой отметки. В этот период известковые осадки отлагаются очень медленно.

В период климатического оптимума, в его начале высокий уровень воды в озере удерживается. С течением времени однако уровень воды в озере понижается и одновременно увеличивается интенсивность образования известковых отложений.

Суббореальный период характеризуется понижением уровня воды, которое привело к изменению характера осадкообразования: известковые отложения замещаются торфом.

Большой процент разложения в верхнем слое торфа свидетельствует о том, что рассматриваемая местность стала тогда сушей. Подсчитывается, что это произошло в первой половине суббореального периода.

В субатлантический период климат становится более влажным и уровень воды повышается. Начинается период вторичного отложения известковых осадков. В это время в прибрежном слое протекает процесс интенсивного торфообразования.

Исследовались также отложения озера Малый Вонгель, расположенного на расстоянии около 50 км к юго-западу от озера Круклин. Целью этих исследований было получить сравнительный материал. Исследуемые осадки обнаруживаются в выемке расположенной на лугу, возле южного берега озера. Осадки эти нашел и описал Я. Волянецкий. В этих отложениях обнаруживаются клинья выполненные гумусом. Возраст осадков не был определен. Пыльцевой анализ показал, что в период аллерёда на территории, где расположена выемка, сначала находился заливной участок суши и шел процесс образования торфа. С течением времени, в этот же период уровень воды стал повышаться и начали отлагаться известковые осадки. В период похолодания климата, в младшем дриасе, уровень воды понижается и осадки выходят на дневную поверхность. Начиная с пребореального до конца атлантического периода, идет медленное отложение известковых осадков.

Вследствие понижения уровня воды в суббореальный период осадки выходят на дневную поверхность и появляется в них сильная трещиноватость вследствие осушения грунта. Во время увлажнения климата, в субатлантический период стекающая в озеро вода содействует выполнению клиньев гумусом, принесенным из прилегающей к озеру возвышенности. В последнее время уровень воды в озере был искусственно понижен. Таким образом обнаруживается значительное сходство в процессе изменений уровня воды в обоих рассматриваемых озерных бассейнах.

С помощью примененных в настоящей работе методов удалось вскрыть продолжительно удерживающиеся средние уровни воды, которые оставили следы различного характера: в форме различных осадков, изменений береговой линии, изменений в чередовании водной растительности, которое дало возможность с большим приближением определить колебания уровня воды. Для исследования колебаний уровня воды имеет значение главным образом литоральная зона озера. В ходе проводимых исследований над колебанием уровня воды в рассматриваемых озерах, выделяются два периода на территории последнего оледенения:

1. Период преобладающего влияния температуры на колебания уровня воды. При существующих запасах погребенных льдов основным, решающим фактором относительно повышения уровня воды была температура. У осадков было второстепенное значение.

2. Период влияния осадков. С наступлением климатического оптимума повышение температуры вызывало не таяние льдов (их уже не было), но повышенное испарение, которое содействовало понижению уровня воды. Увлажнение климата в субатлантический период повлекло за собой яркое повышение уровня воды.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Расположение исследуемых пунктов
черная линия — водораздел между Вислой и Преголой; черные кружки — исследуемые пункты

Рис. 2. Общий вид озера Круклин

Рис. 3. Вид выемки А

Рис. 4. Обнажение выемки со слоистостью

Рис. 5. Клинья высыхания в известковых осадках

Рис. 6. Геологический разрез обнажения выемки

1 — грубая глина; 2 — глина; 3 — разнородный гравий; 4 — разнородный песок; 5 — мелкозернистый гравий; 6 — ископаемый перегной; 7 — озерный известняк; 8 — перегной и торф; 9 — пункты, из которых были взяты образцы

Рис. 7. План выемки

1 — отвал торфяной поверхности; 2 — дороги; 3 — полотно рабочей железной дороги; 4 — дренажная выемка; 5 — пни деревьев; 6 — пункты, из которых были взяты пробы

Рис. 8. Обнаженный частично пень (*Pinus*) принадлежащий аллереду

Рис. 9. Пыльцевая диаграмма осадков озера Круклин (2)

Рис. 10. Пыльцевая диаграмма осадков озера Круклин (3)

Рис. 11. Годичные слои пребореального периода

Рис. 12. *Tolypellopsis* (оогонии)

Рис. 13. *Najas marina* (семена)

Рис. 14. Диаграмма макроскопических растительных и животных остатков

Рис. 15. Формирование озерного бассейна и колебания в нем уровня воды

1 — положение над уровнем моря; 2 — климатические периоды по Виггерсу и Шаферу; 3 — глина; 4 — озерный известняк; 5 — торф; 6 — уровень залегания осадков насыщенных водой; 7 — уровень воды установленный на основе семян и оогоний водных растений; 8 — уровень воды установленный на основе морфологических и седиментологических данных

Рис. 16. График ареала озера Круклин в голоцене

1 — по карте с 1940 г.; 2 — полевые наблюдения в 1960 г.; 4 — максимальное протяжение в период голоцена; 3 — суббореальное понижение

Рис. 17. Пыльцевая диаграмма отложений озера Малый Вонгель

Рис. 18. Почвенно-геологический разрез отложений озера Малый Вонгель по Я. Волянецкому [93]

1 — озерный мел; 2 — перегной и остатки бревна; 3 — прослойка мергеля с голубоватосерым оттенком; 4 — горизонт грунтовой воды; 5 — мергель светлого цвета; 6 — торф и куски бревна; 7 — гравий с большой примесью обломков известковых пород; 8 — крупнозернистые, перемытые пески

Рис. 19. График представляющий зависимость колебаний уровня воды от температуры

1 — температура в °С и глубина воды в метрах (в литоральной зоне озера Круклин); 2 — климатические периоды по Виггерсу и Шаферу; 3 — средняя годовая температура по Вольдштету для северной Германии; 4 — уровень воды в озере Круклин.

JADWIGA STASIAK

HISTORY OF KRUKLIN LAKE AS REVEALED BY THE DEPOSITS OF ITS LITTORAL ZONE

Summary

Kruklin lake lies in the Masurian Lake District, some 8 km. north-east of Giżycko. The surface area of this lake, representing an elongated channel with a narrowed section in its middle, is at present about 320 ha. The maximum depth in the northern part is approximately 26 m., and approximately 12 m. in the southern part. Kruklin lake is situated near the watershed between the Vistula and the Pregola river systems. Previously this lake had no outflow; in 1854 a canal was excavated connecting Kruklin lake with Gołdopiwo lake. Because of this outflow, the water level in Kruklin lake dropped more than 6 m., and along its banks rich chalk and peat deposits were uncovered. These lacustrine deposits are now being exploited at Söldany by a plant manufacturing a calcareous fertilizer.

The purpose of the present paper was to reconstruct the history of this basin on the basis of detailed analyses of its floor deposits, to establish the chronological order of the features observed, and to investigate the interdependence between changes in water level and rate of sedimentation on the one hand, and climatic oscillations during the formation of these deposits on the other hand.

By means of field studies the author determined the morphology and the geology of the region surrounding the lake. She also investigated the previous range of the lake and examined the changes in water level during recent years; moreover, she collected samples for laboratory tests.

In her laboratory research, one of the principal methods defining the age of the deposits examined were pollen analyses. 4 profiles of deposits from Kruklin lake were examined palynologically, as well as one profile from Mały Wągiel lake. Also applied was the radioactive

^{14}C test for determining the absolute age of tree trunks found at the base of the lake deposits; this age determination was made by Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung. In order to define the kind of timber found, the Earth Museum made analytical examinations of chips taken from the trunks discovered.

In the lacustrine chalk deposits, the author carried out analyses of macro-remnants of plants (seeds and oogonia), identified molluscs found in the deposits, and determined the percentage of CaCO_3 content. Furthermore, she analyzed the botanical composition and the degree of decomposition of the peat strata appearing at the base and the top of these deposits.

From west, north and east, the Kruklin lake is encircled by end moraines of the VI recession phase of the Last Glaciation (after J. Kondracki). The lake itself is situated outside these moraines and is ascribed to the V phase.

North- and eastwards, the moraines border upon an outwash area, extending from Kruklinka as far as the Wydmin lake and interrupted by the basin of Kruklin lake. Thus, the lake must be looked upon as a product of meltwater erosion. Traces of dead ice mark very clearly the edges of terraces appearing locally at a height of some 140 m. A terrace edge can be observed very distinctly above Mały Kruklin lake.

Underneath the lacustrine deposits and on top of a gravel and sand bed, a layer of fossil soil was discovered, containing well preserved tree trunks grown *in situ*. This decay layer is overlain by bluish-grey mineral clays of approximately 40 cm. average thickness. On top of these clays, chalk deposits of considerable thickness are laid down. In the lower parts of this lacustrine chalk, stratification of its beds is very well preserved. Above the 125 m. contour line the chalk deposits are overlain by peat; with increasing distance from the present-day shore line the peat layer grows in thickness, reaching more than 1,5 m. near the ancient shore line. In the vicinity of today's lake shore, the peat layer is thinner and contains an intercalation of lacustrine chalk.

On the basis of pollen analyses and of the absolute age of the wood remnants (established at 11390 ± 210 years up to 1950), the layer of decayed wood with its tree trunks must be assigned to the Last Interstadial (Alleröd). Both the pollen diagram and the examination of numerous trunks and wood remnants found near the Kruklin lake indicate that during the Alleröd a pine (*Pinus*) forest grew there.

The bluish-grey mineral clays superimposed on the layer of decayed wood were produced during a cooler climate in the Younger Dryas. Here the quantity of pollen discovered in the chalk deposits abruptly

grows less, whereas pollen of herbaceous plants increase in quantity. Among the pollen of trees, pine (*Pinus*) pollen occur almost exclusively, probably carried in by transportation.

The formation of the lacustrine chalk began in the Pre-Boreal and continued until the beginning or the middle of the Sub-Boreal period. In the pollen diagram, the Pre-Boreal period shows a predominance of birch (*Betula*) pollen with a considerable proportion of pine (*Pinus*) and a small quantity of hazel (*Corylus*). Pollen of warm-climate trees occur in but small quantities.

With increasing thickness of these deposits their content of birch (*Betula*) pollen decreases while pollen of warm-climate trees appear in greater quantities. Plentifully occur hazel (*Corylus*) pollen, in one instance representing 100% of the pollen content. This layer of the chalk deposit corresponds to the Boreal period.

The period of the climatic optimum (Atlantic) is characterized by representatives of *Quercetum mixtum* and of alder appearing in the pollen spectrum. During the entire climatic optimum, alder (*Alnus*) pollen dominate. In the older parts of the deposit, elm (*Ulmus*) prevails. The maximum value for *Quercetum mixtum* representatives is 38%.

In the Sub-Boreal period following the climatic optimum, corroded tree pollen and abundant moss spores were discovered in two of the profiles examined. The author succeeded in examining two profiles up to the ground surface, and here corroded alder (*Alnus*) pollen were also discovered. A change in the type of sedimentation coincided with the Sub-Boreal period. On top of the lacustrine chalk a transition peat was formed, with a considerable proportion of moss. In the pollen spectrum the number of warm-climate trees grows less; especially elm disappears while the quantity of pine pollen is increased and spruce pollen appear. During the Sub-Boreal period, an interruption in sedimentation takes place.

In the profile appearing near the centre of the lake, the last period (Sub-Atlantic) is represented by a bed of lacustrine chalk some 20 cm. thick, and a 15 — 20 cm. layer of peat, strongly decomposed and desiccated. In the profile situated nearer the shore, a peat layer of 1,5 m. thickness has developed.

The lacustrine chalks of Kruklin lake contain, at an average, more than 80% CaCO_3 . The deposits were produced by biological decalcination of the water by plants thriving in the littoral zone of the lake. Locally, a distinct stratification may be observed in the chalk deposits. Since the Pre-Boreal, there have survived annual laminae (two light-coloured and one dark lamina correspond to one year's time), as well as layers of

several centimeters thickness, of light or darker colour. The darker deposits are characterized by a larger quantity of pollen and by a greater admixture of clayey substances.

The author determined the rate of sedimentation by dividing the thickness of the deposits laid down during certain climatic periods by the duration (i. e. the number of years) of the respective period. These computations show that the intensity of formation of these deposits varied during the Holocene. Most intensively proceeded sedimentation during the climatic optimum, most sluggishly during the Boreal period.

Comparing the rate of growth of the deposits in the investigated part of Kruklin lake with data published in literature on this subject, the author established the fact that sedimentation in the discussed lake took place at a relatively slow rate.

Numerous facts indicate changes in the water level of Kruklin lake during the Late Glacial and the Holocene. Evidence of these oscillations in the water level are the following features observed:

1. The occurrence of numerous tree trunks in situ underneath the lacustrine deposits (proof of a narrower range of the lake).

2. The manner of deposition of the peat, its degree of decomposition and its position interbedded with chalk deposits (proving changes in the water level).

3. Morphological data as regards the range of the lake during certain periods.

4. Observations made as to the rate of sedimentation.

5. Historical data referring to a lowering of the water level in the lake.

The seeds and oogonia of aqueous plants washed out from the chalk deposits indicate the changes which during the Holocene occurred in the vegetal succession of Kruklin lake. The author distinguishes three periods:

1. A period of predominance of *Charales*, genera *Lychnothamnus* and *Tolypellopsis*, characterizing low and oscillating water levels,

2. A period of predominance of *Najas marina*, a type connected with high water levels,

3. A period of renewed preponderance of *Characeae* in the shallowing lake.

The diagram presented by the author indicates that, in the Alleröd, the area under discussion constituted land, covered by forests in which a layer of decaying vegetation developed. At greater depth, underneath a bed of sands and gravels, an ice sheet had survived which, due to a warmer climate setting in towards the end of the Alleröd, partly melted, causing the ground to subside and the forest to become sub-

merged. It is assumed that during the final stage of the Alleröd the water level reached about 1 m. above the layer containing the tree trunks.

The cooling of the climate in the Younger Dryas put an end to the melting of the submerged ice. The water level dropped; it is assumed that in the middle phase of the Younger Dryas it was barely 0.5 m. high — evidence of which are numerous roots of horse-tongue grasses (*Carex*) and of reeds (*Phragmites*) found in the deposits.

With the climate gradually turning milder during the Pre-Boreal period, melting of the buried ice continued. Numerous features indicate alternately high and low levels of the lake water, connected with alternate more forcible and more sluggish periods of ice-melt.

The Boreal period commenced with a low water level; afterwards, because of an abrupt and ultimate melting of the remainder of buried ice, a very high water level existed in the littoral zone. During this period, the formation of lacustrine chalk deposits proceeded very slowly.

With the climatic optimum setting in, initially the high water level continued. However, gradually during this period the water level dropped, with an increase in intensity of the formation of chalk.

The Sub-Boreal period is characterized by a lowering of the water level, causing the chalk sedimentation to be replaced by the formation of peat. The high proportion of decomposition of the surface layer of the peat indicates an emergence of these deposits. Computations show this to have occurred during the first half of the Sub-Boreal period.

During the Sub-Atlantic period the climate turned moist and the water level rose. On top of the peat layer again a chalk sedimentation was laid down. At the same time, peat developed very intensively in the littoral zone.

For purposes of comparison, the author also examined the deposits of Mały Wągiel lake, situated approximately 50 km. southwest of Kruklin lake. The Mały Wągiel lake lies in the southern part of the Mrągowo channel valley. The examined deposits were taken from a test pit dug in the meadow adjoining the southern lake shore; these deposits were discovered and described by J. Wolaniecki. Here, wedges filled with humus were found in the chalk deposits; the age of these deposits was unknown. However, an analysis of pollen taken from these deposits shows that here swamps existed and that in the Alleröd peat was formed. While the Alleröd lasted, the water level rose and chalk was deposited. During cooling of the climate in the Younger Dryas these deposits emerged. Beginning with the Pre-Boreal and lasting to the end of the Atlantic period, chalk deposits were continuously laid down.

Because of a lowering of the water level during the Sub-Boreal period, the deposits emerged again and, due to losing their moisture, were strongly fissured. In the more humid climate of the Sub-Atlantic period the waters flowing into the lake filled the fissures with soil eroded from surrounding elevations. In recent times, an artificial drop of the water level took place. Conspicuous is the marked similarity in the changes undergone in the water levels of both lakes.

By the methods of examination applied, the author succeeded in determining such average water levels of longer duration as left in their wake traces of either differences in sedimentation and changes in shore lines, or changes in the succession of aqueous plants — features facilitating the definition of changes in the water level. Particularly useful in the examination of changes in the water level proved to be the littoral zone of the lake. In her examinations of changes in the water level of the investigated lakes, the author distinguishes in the area covered by the Baltic Glaciation the following two periods:

1. A period in which existing temperatures exerted a predominant influence on changes in the water level. In view of the accumulation of buried ice, the temperature during climatic conditions became the fundamental agent. Precipitation was of subordinate significance.

2. A period where the effect of rainfalls predominated. Beginning with the climatic optimum, rises in temperature did not cause any melting of ice (which at that time did not exist any more), but an increase in evaporation, leading to a drop in water level. The moist climate of the subsequent Sub-Atlantic period produced a distinct rise in the water level of the lake.

EXPLANATIONS OF FIGURES

- Fig. 1. Map of investigated localities
black line — watershed between Vistula and Pregola, black cercles — localities examined
- Fig. 2. General view of Kruklin lake
- Fig. 3. View of excavation
- Fig. 4. Wall of excavation with stratification clearly visible
- Fig. 5. Desiccation fissures in lacustrine chalk deposit
- Fig. 6. Geological section across wall of excavation
1 — sandy clay; 2 — clay; 3 — variousgrained gravel; 4 — unequigranular sand; 5 — finegrained gravel; 6 — layer of fossil soil; 7 — lacustrine chalk; 8 — layer of peat; 9 — localities where samples were collected
- Fig. 7. Map of excavation
1 — dumps of peat overlay; 2 — roads; 3 — narrow gauge track; 4 — abandoned excavation; 5 — tree trunks; 6 — localities where samples were collected
- Fig. 8. Partly uncovered tree trunk (*Pinus*) from Alleröd stage
- Fig. 9. Pollen diagram of the deposits of Kruklin lake (2)
- Fig. 10. Pollen diagram of the deposits of Kruklin lake (3)

Fig. 11. Annual laminae from the Pre-Boreal period

Fig. 12. *Tolypellopsis* (oogonia)

Fig. 13. *Najas marina* (seeds)

Fig. 14. Diagram of macroscopic floral and faunal remnants

Fig. 15. Shape of lake basin and changes in water level

1 — altitude a.s.l. in metres; 2 — climatic periods after Wiggers and Szafer; 3 — clay; 4 — lacustrine chalk; 5 — peat; 6 — height of aqueous deposits; 7 — altitude of water level estimated on basis of seeds and oogonia of aqueous plants; 8 — altitude of water level on basis of morphological and sedimentological features observed

Fig. 16. Diagram of ranges of Kruklin lake during Holocene

1 — according to 1940 map; 2 — according to 1960 field observations; 3 — Sub-Boreal drop in water level; 4 — maximum range during Holocene

Fig. 17. Pollen diagram of lake deposits of Mały Wągiel lake

Fig. 18. Profile of soils and geology of lake deposits of Mały Wągiel lake after J. Wolaniecki [93]

1 — lacustrine chalk; 2 — decayed layer and tree remnants; 3 — marl intercalations of bluish-grey colour; 4 — ground water table; 5 — marl of light clay colour; 6 — peat and wood chips; 7 — gravel with large admixture of chalk fragments; 8 — washed coarse sands

Fig. 19. Chart of interrelation between changes in water level and temperature

1 — temperature in °C and water depth in meters (in littoral zone of Kruklin lake); 2 — climatic periods after Wiggers and Szafer; 3 — mean annual temperature for Northern Germany after Woldstedt; 4 — water level in Kruklin lake

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. FLIS J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. WALCZAK W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. KRZYMOWSKA A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. PASZYŃSKI J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
5. KIELCZEWSKA-ZALESKA M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
BISKUP M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. OKOŁOWICZ W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. JAHN A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map. zł 52,40
8. FLESZAR M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. PRACA ZBIOROWA, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. WERWICKI A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. STARKEL L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. OLSZEWSKI B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. GILEWSKA S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, zł 25,—
14. STASZEWSKI J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. ŁOMNIEWSKI K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. LITTERER M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
WEŁPA B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. KUKLIŃSKI A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. PRACA ZBIOROWA, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. TOBJASZ J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. KOWALSKA A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, s. 25,—
22. STARKEL L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. BALIŃSKA-WUTTKE K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. WRÓBEL A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. PRACA ZBIOROWA, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18. IX. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.

26. GIEYSZTOR I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. PRACA ZBIOROWA, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. STASZEWSKI J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 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 28,—
37. CHILCZUK M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. RADŁOWSKA C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. SZUPRYCZYŃSKI J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji 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 progów środkowotriasowych 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
46. PRACA ZBIOROWA, Problems of geomorphological mapping. 1964, 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,—

MAPA GEOMORFOLOGICZNA OKOLIC JEZIORA KRUKLIN

(według Chojnowskiego, zmieniona)


ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА КРУКЛИН

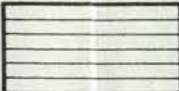
(по Хойновскому, измененная)


GEOMORPHOLOGICAL MAP OF REGION OF KRUKLIN LAKE

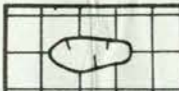
(changed, according to Chojnowski)





- 


Pagórkowate obszary akumulacji czołowomorenowej
Холмистая область фронтально-моренной аккумуляции
Hummocky areas of accumulation of end moraine
- 

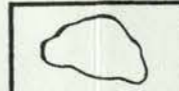
Poziom abrazyjny jeziora
Абразионный уровень озера
Abrasive lake horizon
- 

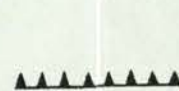
Faliste obszary niższego poziomu akumulacji lodowcowej
Волнистая поверхность нижнего горизонта ледниковой аккумуляции
Undulating areas of lower horizon of glacial accumulation
- 

Suche wytopiska na obszarach falistych
Сухие бессточные впадины на месте стоявших погребенных льдов на волнистых поверхностях
Dry meltwater kettles within undulating areas
- 

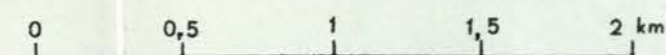
Zatorfione wytopiska na obszarach falistych
Такие же впадины как выше с торфом на дне
Peat-filled kettles within undulating areas
- 

Obszary sandrowe
Зандровые поверхности
Oulwash areas
- 

Równiny zatorfione
Торфяные равнины
Peat-covered plains
- 

Jeziora
Озера
Lakes
- 

Dawne falez
Древние фалезы
Old cliffs



MAPA GEOLOGICZNA OKOLIC JEZIORA KRUKLIN

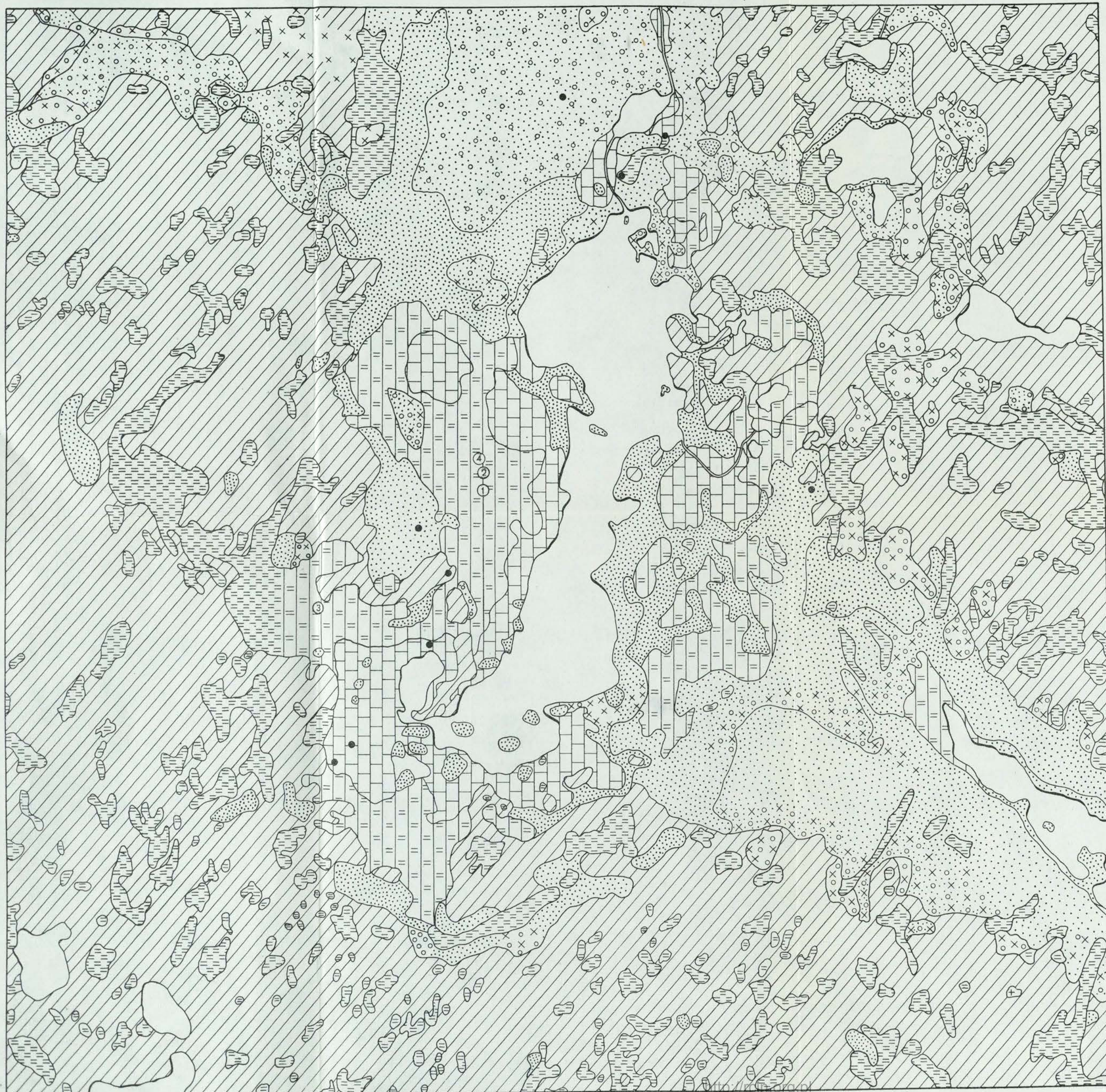
(według Gagela)

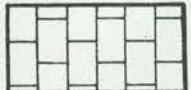
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА КРУКЛИН


(по Гегелю)


GEOLOGICAL MAP OF REGION OF KRUKLIN LAKE


(after Gagel)

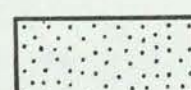


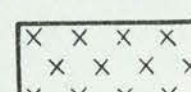
- 

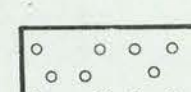
 Wapień jeziorny
 Озерный известняк
 Lacustrine chalk
- 


 Torf
 Торфы
 Peats
- 

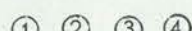
 Torfy na wapieniu
 Торфы на озерном известняке
 Peat on top of lacustrine chalk
- 

 Głina żwirowa
 Моренный суглинок
 Boulder clay
- 

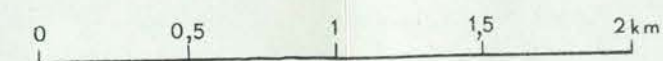
 Piaski przemyte
 Перемытые пески
 Washed sands
- 

 Głaziki
 Валунчики
 Small boulders
- 

 Żwiry
 Гравий
 Gravels
- 

 Wiercenia
 Буровые скважины
 Bore-holes
- 

 Punkty opracowane palynologicznie
 Пункты разработанные в палино-
 логическом отношении
 Localities for which palynological
 examinations were made



CENA ZŁ 27,—