

KAZIMIERZ TOBOLSKI

## ZMIANY LOKALNEJ SZATY ROŚLINNEJ NA PODSTAWIE BADAŃ SUBFOSYLNÝCH OSADÓW BIOGENICZNYCH W STREFIE PLAŻY KOŁO ŁEBY

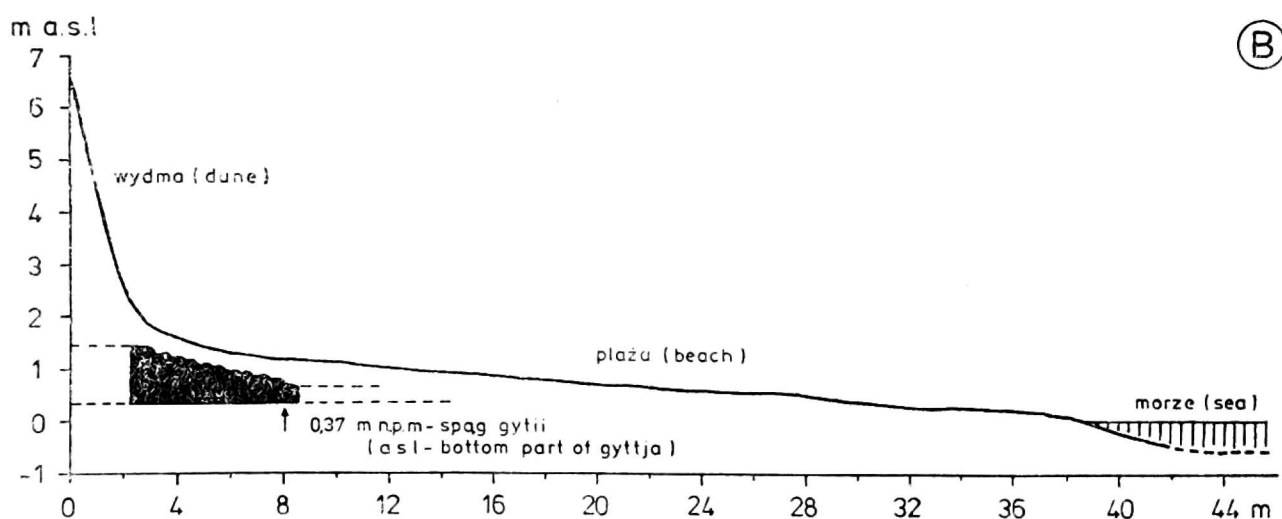
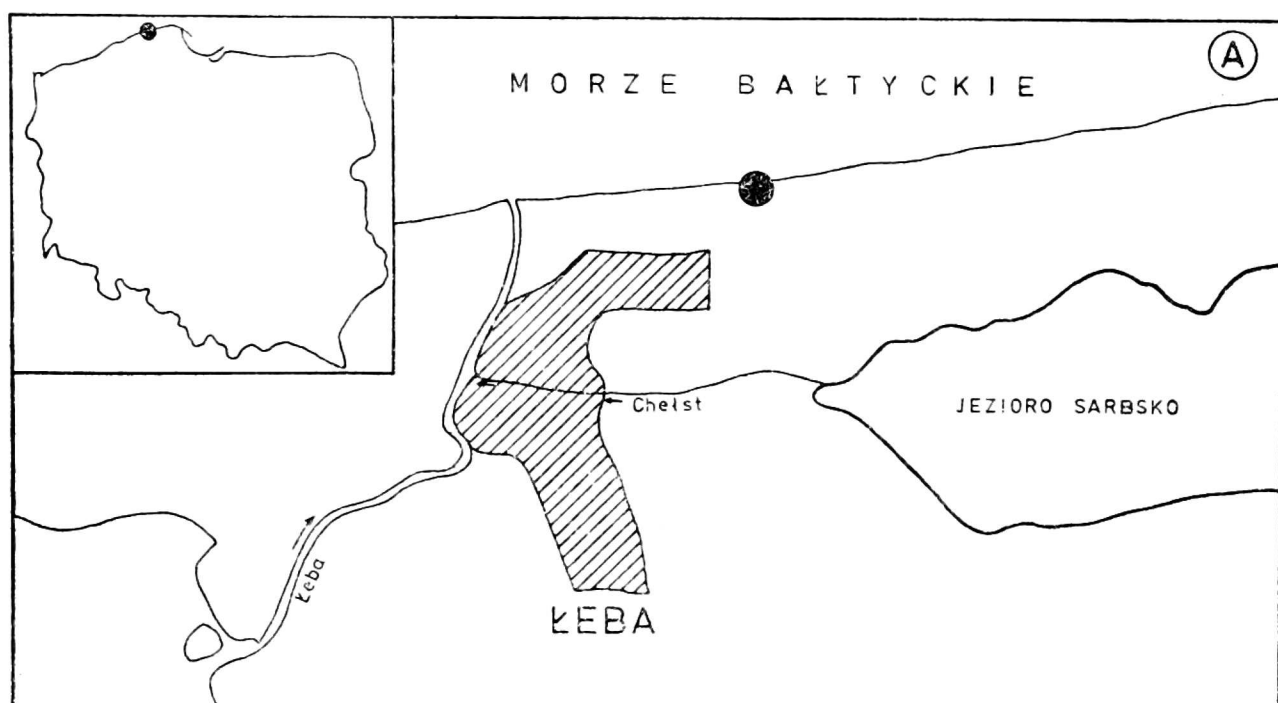
### ZARYS TREŚCI

Opisano rozwój i przemiany szaty roślinnej w obrębie zbiornika akumulującego, począwszy od schyłku okresu atlantyckiego, osady biogeniczne. Wyróżniono kilka szeregów sukcesyjnych, których końcowymi etapami były las olchowy, las dębowy, las brzoźowo-sosnowy. Stwierdzono też stadia regeneracyjne, formujące się po zniszczeniu roślinności leśnej. Złożony i różnorodny proces przemian lokalnej szaty roślinnej może być kolejnym dowodem potwierdzającym istnienie w przeszłości bardziej urozmaiconej szaty roślinnej na obszarze mierzejowym, świadczy również o dużej labilności siedlisk w obrębie mierzei.

### WSTĘP

Przedmiotem badań były kopalne osady biogeniczne zalegające in situ w strefie plaży zachodniego odcinka Mierzei Sarbskiej koło Łeby. Obecność subfosylnych osadów pochodzenia biogenicznego na plażach środkowego wybrzeża południowego Bałtyku była już wielokrotnie sygnalizowana (por. W. Deecke 1907, K. Bülow 1928, H. Wachs 1933, B. Augustowski 1965, J. Kobendzina 1967, A. Marsz i K. Tobolski 1971). Jednak dotychczas nie podjęto żadnych badań, które by wyjaśniły genezę tych osadów oraz określiły ich pozycję stratygraficzną. Pilna konieczność podjęcia takich badań podyktowana jest względami paleogeograficznymi, stratygraficznymi i paleoekologicznymi obszarów mierzejowych południowego wybrzeża Bałtyku.

W niniejszej publikacji zostaną omówione ważniejsze rezultaty badań paleobotanicznych, jakie przeprowadzono na jednym dopiero stanowisku. Wydaje się, że wyniki tych badań będą stanowić kolejny przyczynek dla poznania stratygrafii i paleogeografii północnego obrzeżenia Niziny Gardnieńsko-Łebskiej oraz pozwolą szerzej naświetlić kontrowersyjny ciągle problem młodoholocenijskiej ewolucji świata roślinnego na wybrzeżu mierzejowym.



Rys. 1. Lokalizacja (A) i sposób występowania osadów organogenicznych (profil Łeba-Neptun) w strefie plaży koło Łeby (B)

Badania były częściowo realizowane przy finansowym poparciu Komitetu Botanicznego PAN, który dotuje temat „Zmiany szaty roślinnej w rejonie ujścia Łeby”. Za tę pomoc składam gorące podziękowania. Pragnę również podziękować Dyrektorowi Instytutu Geografii UAM prof. dr hab. Stefanowi Kozarskiemu za sfinansowanie trzech datowań metodą C-14 oraz mgr Krzysztofowi Borówce z Instytutu Geografii UAM za pomoc w pracach ziemnych, wykonanie niwelacji i dostarczenie kilku próbek. Obróbkę laboratoryjną próbek palinologicznych, także wybieranie z osadu roślinnych makroszczątków i ich wstępną selekcję oraz analizę popielności wykonała mgr Alina Urban, natomiast czystorysy rysunków wykonała mgr Gabriela Pinczak. Za te dobrze wykonane prace Paniom serdecznie dziękuję.

#### LOKALIZACJA I BUDOWA GEOLOGICZNA ANALIZOWANEGO PROFILU

Miejsce skąd pochodzą przeznaczone do badań osady biogeniczne znajduje się u podnóża klifu wydmowego w odległości około 1 km na E od ujścia rzeki Łeby do morza i 280 m na E od wschodniego skrzydła domu wczasowego „Neptun” (rys. 1). Subfosylne osady biogeniczne występują

przeważnie pod powierzchnią warstwy piasku o grubości 0,5 do 1 m. Odśłonięte są jedynie po sztormach i ujawniają się wtedy na powierzchni plaży zimowej w postaci płyt sprasowanego torfu grubości około 50 cm oraz u podnóża klifu wydmowego jako wychodnie torfu i subfosylne pnie drzew. Osady tego typu stwierdzono na około 200 m odciku plaży. Na południe od strefy plaży osady biogeniczne rozciągają się aż do kanału (Chełst) odprowadzającego wody z jeziora Sarbsko (K. Borówka inf. ustna, por. także K. Bülow 1928).

Stwierdzono następujący układ warstw (poziom zerowy profilu znajduje się 22 cm powyżej poziomu morza).

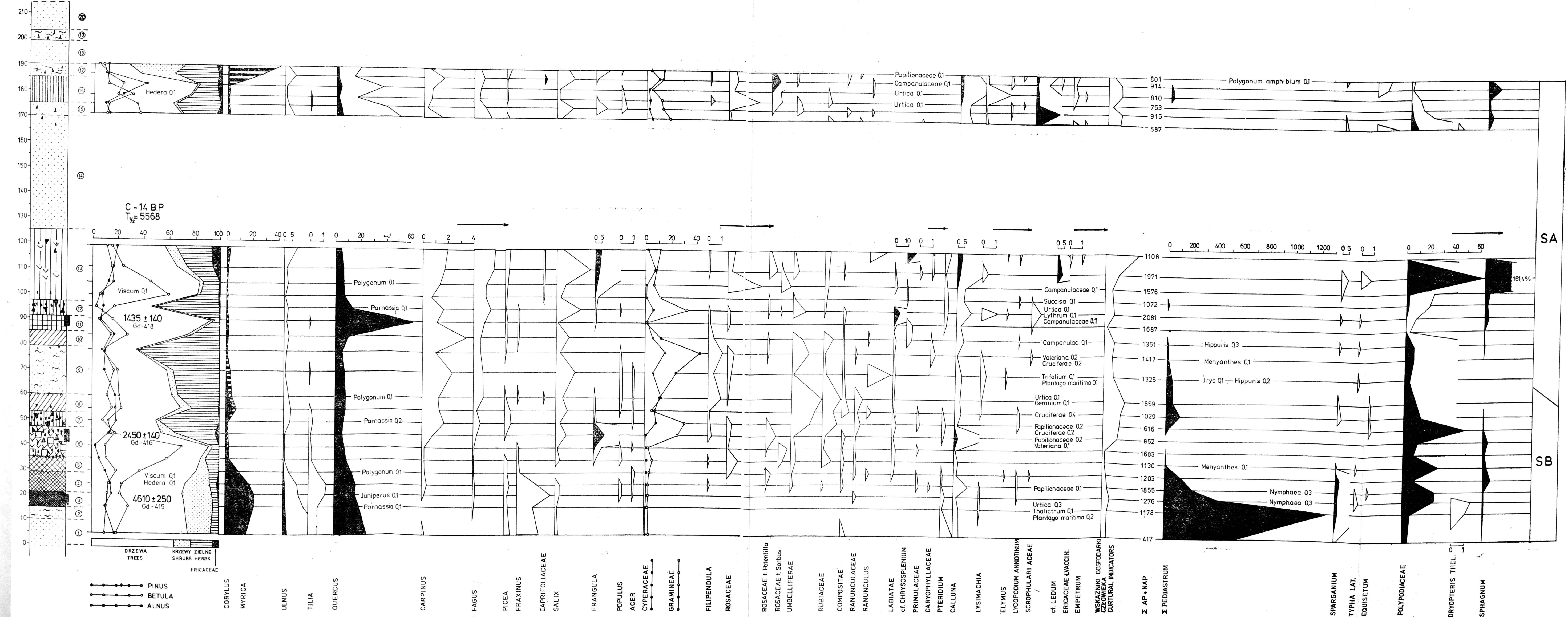
Głębokość w cm	Nr warstwy	Opis warstwy
0 - 10	1	piasek drobnoziarnisty szarozółty z domieszką szczątków organicznych, obficie oospory <i>Charales</i> , pojedynczo owoce roślin wodnych ( <i>Najas marina</i> , <i>Zannichellia pedicellata</i> ) i błotnych,
10 - 15	2	piasek drobnoziarnisty szarozółty, laminowany drobnymi warstewkami substancji organicznej, obficie oospory <i>Charales</i> , pojedynczo <i>Najas marina</i> i <i>Typha</i> sp.,
15 - 21	3	gytia glonowa brązowa, obficie <i>Pediastrum</i> i liczny udział okrzemek,
21 - 29	4	gytia detrytusowa czarna, zapiaszczona, pojedynczo drewna,
29 - 35	5	gytia grubodetrytusowa czarna, zapiaszczona, z drewnami,
35 - 47	6	torf drzewny dobrze rozłożony, czarny, drobne węgle drzewne, ich ilość zwiększa się w stropie tej warstwy,
47 - 53	7	torf niski dobrze rozłożony (humotorf) z laminami jasnego piasku drobnoziarnistego,
53 - 60	8	mułek organiczny ciemnobrunatny, silnie zapiaszczony, pojedynczo drewna,
60 - 79	9	piasek drobnoziarnisty szarozółty z cienkimi laminami substancji organicznej, sporadycznie drewno i korzonki turzyc,
79 - 85	10	mułek organiczny czarny, zapiaszczony, w górnej części tej warstwy drewna i sklerocja <i>Coenococcum geophilum</i> ,
85 - 91	11	osad organiczny o cechach murszu, w postaci zbrylonej amorficznej substancji organicznej, licznie <i>Coenococcum geophilum</i> ,

91 - 97	12	torf turzycowo-trzcinowy zapiaszczony, średnio rozłożony, licznie węgle drzewne (do 3 mm $\phi$ ),
97 - 125	13	torf drzewno-turzycowy zapiaszczony, słabo rozłożony, laminowany drobnoziarnistym piaskiem, sporadycznie <i>Coenococcum geophilum</i> i drobne węgle drzewne, w spągu licznie owoce <i>Betula pubescens</i> , w stropie tego torfu 3 owoce <i>Carex fusca</i> i licznie <i>Potentilla erecta</i> ,
125 - 170	14	piasek drobnoziarnisty, wydmowy, jasnożółty.
170 - 175	15	piasek drobnoziarnisty, wydmowy, żółty, z laminami substancji organicznej (detrytus roślinny, korzonki turzyc, drobne węgle drzewne),
175 - 185	16	torf niski czarny, dobrze rozłożony, laminowany cienkimi warstewkami drobnoziarnistego piasku. W tej warstwie stwierdzono drewno <i>Betula</i> i <i>Salix</i> , <i>Carex fusca</i> — 24 owoce, <i>Carex</i> sp. — 2 ow., <i>Comarum palustre</i> — 1 ow., <i>Viola palustris</i> — 1 nas., i pojedynczo <i>Coenococcum geophilum</i> ,
185 - 190	17	piasek humusowy ciemnoszary, zailony, laminowany cienkimi warstewkami torfu, zawierał <i>Carex fusca</i> — 4 ow., pojedynczo <i>Coenococcum geophilum</i> , drobne okruchy węgla drzewnych,
190 - 199	18	piasek drobnoziarnisty, wydmowy, jasnoszary,
199 - 203	19	piasek szary, laminowany drobnymi warstewkami substancji organicznej, sporadycznie <i>Coenococcum geophilum</i> i węgle drzewne,
203 - 600	20	piasek drobnoziarnisty, wydmowy, jasnożółty.

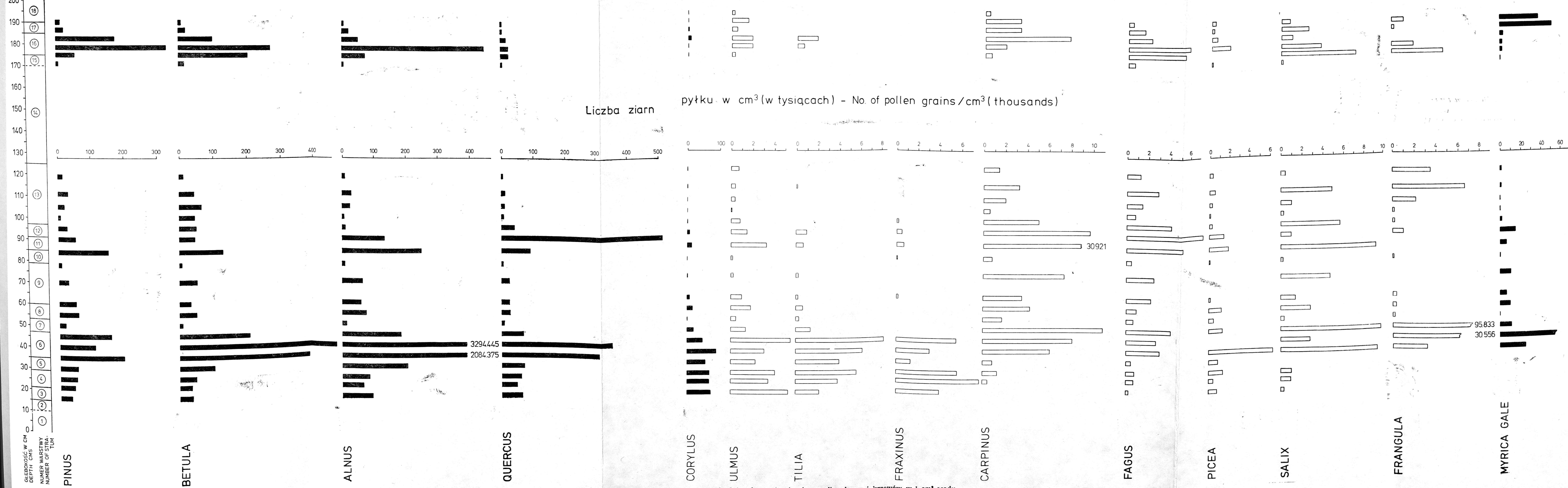
#### METODYKA BADAŃ

Materiał do badań laboratoryjnych pobrano z odkrywki w postaci monolitu zabezpieczonego w metalowych kasetach o wymiarach 30 × 10 × 6 cm. W laboratorium z świeżego materiału pojemnikiem o objętości 1 cm<sup>3</sup> i kwadratowej podstawie pobrano próbki do badań palinologicznych. Pozostały materiał z tego monolitu przeznaczono do analiz na zawartość szczątków makroskopowych i popielność. Oddzielnie z ściany odkrywki zostały pobrane próby do datowań metodą C-14.

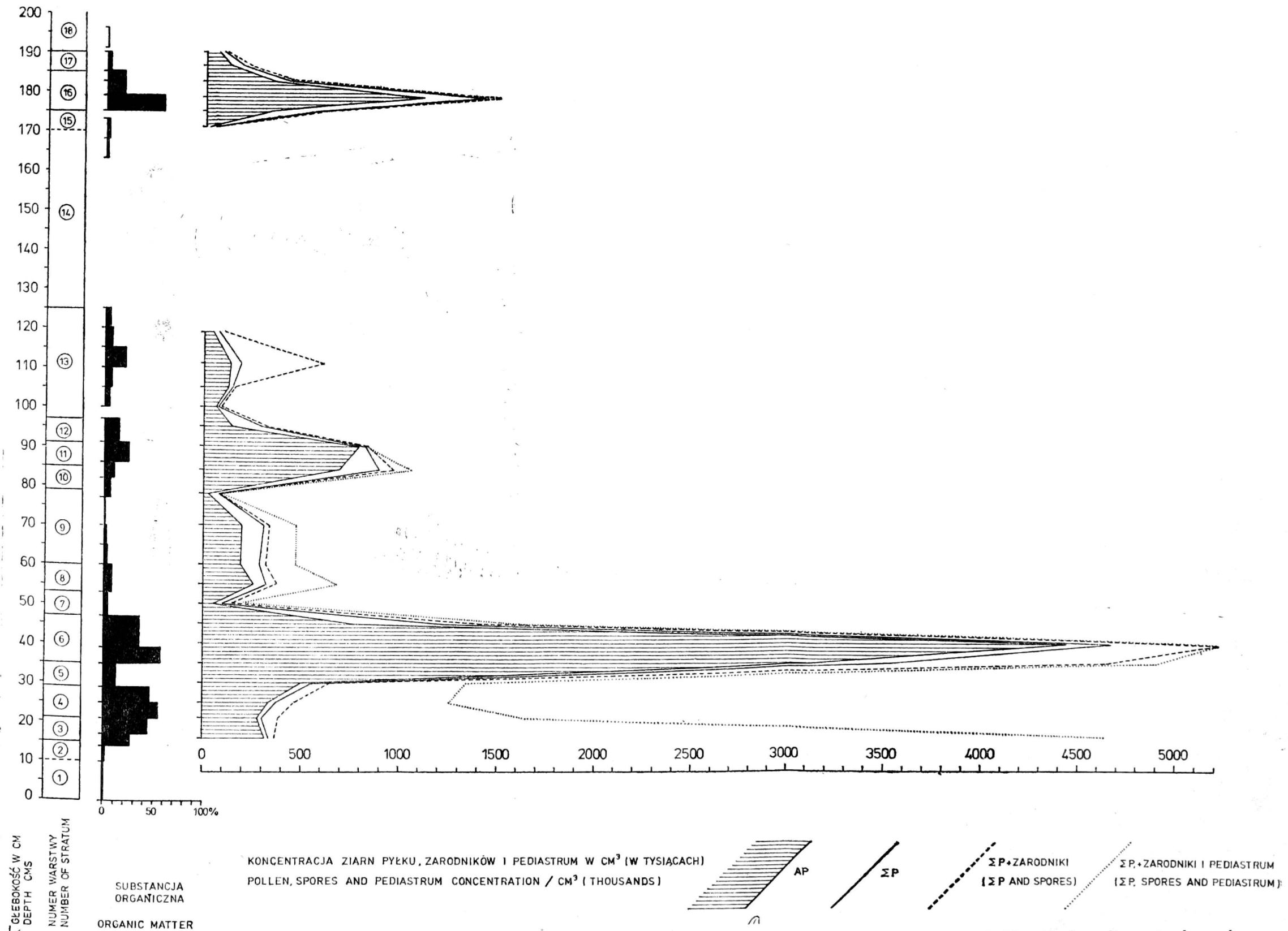
Próbki przeznaczone do badań palinologicznych o objętości 1 cm<sup>3</sup> gotowano na łaźni wodnej przez 30 minut w 10% KOH, przemywano w wodzie destylowanej i przesiano przez gazę o średnicy oczek 200  $\mu$ . Po przemyciu wodą próbki poddano acetolizie metodą Erdtmana. Absolutną frekwencję sporomorf w objętości 1 cm<sup>3</sup> osadu określono metodą Stockmarra



Rys. 2. Procentowy (totalny) diagram pyłkowy osadów profilu Łeba-Neptun



Rys. 3. Profil Łeba-Neptun. Absolutna koncentracja ziarn pyłku drzew i krzewów w 1 cm<sup>3</sup> osadu



Rys. 4. Profil Łeba-Neptun. Koncentracja ziarn pyłku, zarodników i cenobliów Pediastrum oraz zawartość substancji organicznej

(1971, 1973). W tym celu po acetolizie i przemyciu kwasem octowym dodano do każdej próbki po dwie tabletki z *Lycopodium clavatum* (każda zawierała 12 500 zarodników). Końcowy etap prac przygotowawczych obejmował barwienie fuksyną zasadową i odwirowanie zawiesiny w glicerynie. Absolutną frekwencję sporomorf obliczono według wzoru (J. Stockmarra l.c.):

$$\frac{\text{całkowita liczba kopalnych sporomorf}}{\text{liczba kopalnych sporomorf}} = \frac{\text{liczba zarodników w tabletkach}}{\text{liczba zarodników w preparacie}} \times \frac{\text{liczba kopalnych sporomorf w preparacie}}{\text{liczba kopalnych sporomorf}}$$

Metoda J. Stockmarra (l.c.) określająca absolutną liczbę sporomorf w jednostce objętości analizowanego osadu, umożliwia również sporządzenie diagramu procentowego. Procentowy (totalny) udział sporomorf przedstawiono na rysunku 2. Natomiast rysunek 3 obrazuje absolutną zawartość sporomorf ważniejszych grup oraz ich łączną liczbę w 1 cm<sup>3</sup> osadu. Ponadto na rysunku 4 wykreślono w formie histogramu zawartość substancji organicznej, wyrażonej jako procent strat podczas prażenia w temperaturze 550°C.

#### SUKCESJA ROŚLINNOŚCI W OBRĘBIE ZBIORNIKA AKUMULUJĄCEGO OSADY BIOGENICZNE

##### Roślinność regionalna i lokalna

Sporomorfy roślin drzewiastych, zdeponowane w osadach limnicznych spągowej części profilu (głębokość 0 - 30 cm) reprezentują roślinność regionalną. Natomiast w nadległych osadach zdecydowana większość sporomorf pochodzi od roślinności lokalnej, która zasiedlała zarówno sam zbiornik akumulujący osady biogeniczne jak i jego bezpośrednie sąsiedztwo. Z tego względu procentowy diagram pyłkowy od głębokości 35 cm aż do stropu analizowanych osadów jest w szczegółach odmienny w porównaniu z opracowaniami palinologicznymi z sąsiedztwa, których analizy wykonano w materiałach pochodzenia limnicznego. Taka sytuacja stwarza większą możliwość identyfikacji wielu zjawisk o charakterze sukcesyjnym, które z reguły są znacznie trudniejsze do rozszyfrowania na podstawie sporomorf pochodzenia regionalnego.

Piaszczyste osady zalegające w spągu profilu zostały uformowane na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego<sup>1</sup>. W tym czasie, jak również we wczesnym okresie subborealnym (tę część fitofazy reprezentuje w omawianym profilu gytia glonowa z datą 4610 ± 250 B.P. (Gd — 415)

<sup>1</sup> Granicę między okresem atlantyckim i subborealnym przyjęto za A. Środo-niem (1972) z datą 5100 lat B.P. Autorzy skandynawskiego schematu stratygraficznego (J. Mangerud i inni 1974) dla tej granicy ustalili datę 5000 lat B.P. (jako konwencjonalne lata radiowęglowe, T 1/2=5568, 0=1950 r.). Według tego schematu stratygraficznego konwencjonalne lata radiowęglowe 5000 - 4000 wyznaczają wczesny subboreal.



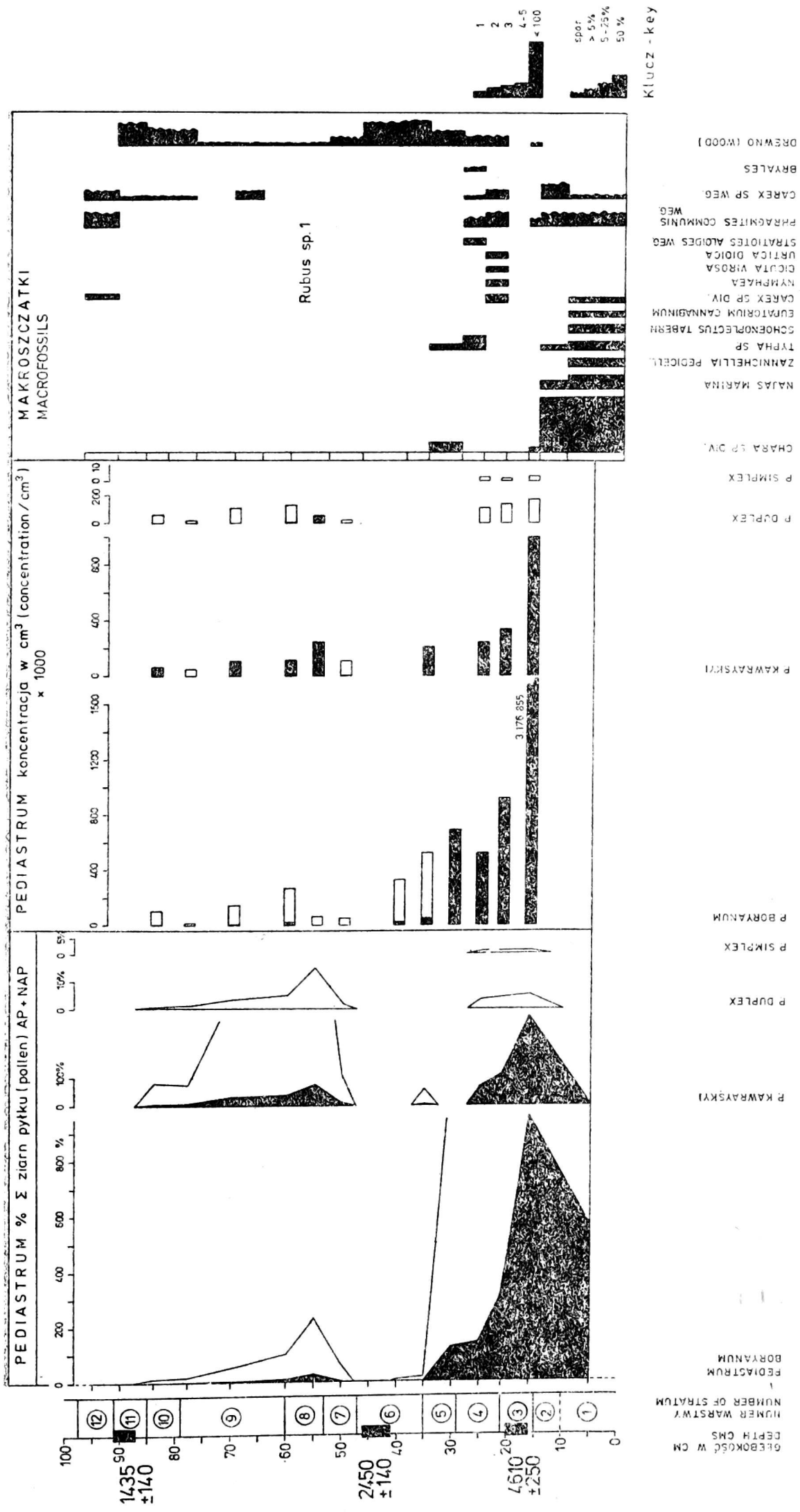
oraz gytia detrytusowa do głębokości 29 cm) do wymienionych osadów zostały akumulowane sporomorfy form drzewiastych, pochodzące wyłącznie z dalszego nalotu. Do takiego wnioskania upoważnia duży stopień podobieństwa równowiekowych spektorów pyłkowych z licznych stanowisk osadów limnicznych z terenu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej i jej obrzeży, jak również absolutna frekwencja sporomorf w spągowej części omawianego profilu. Ziarna pyłku sosny, brzozy, olchy, dębu i leszczyny, pomimo różnej siły pylenia a także odmiennej zawartości substancji organicznej osadu, reprezentowane są niemal przez identyczną liczbę sporomorf. Pierwszymi roślinami drzewiastymi, które po pewnym czasie zasiedliły się w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika sedymentacyjnego, a następnie rosły w jego obrębie, były brzozy i olchy.

#### Szereg sukcesyjny jezioro brachiczne — las olchowy

Ekspansja olchy i następnie obecność lasu olchowego w obrębie zbiornika akumulacyjnego są końcowymi członami szeregu sukcesyjnego zapoczątkowanego zładowaczeniem (i odsalaniem) zbiornika wód brachicznych. Ten szereg sukcesyjny obejmuje osady od głębokości 0 - 47 cm (warstwy nr 1 - 6).

Zbiornik wodny o cechach niegłębokiego jeziora brachicznego znajdował się na powierzchni mierzejowej. Piaszczyste dno zbiornika było pokryte zbiorowiskami ramienic z udziałem *Najas marina* i *Zannichellia pedicellata*. Na brzegach lub w płytszych miejscach tego jeziora rosły *Phragmites communis*, *Carex* sp., *Typha* sp., *Schoenoplectus Tabernaemontani*, *Eupatorium cannabinum*, a ponadto na wilgotnych obrzeżeniach *Dryopteris thelypteris* i *Plantago maritima*. We wczesnym okresie subborealnym nastąpiła raptowna zmiana stosunków hydrologicznych i zbiornik uległ silnej eutrofizacji i postępującemu wypłyceniu. Efektem tej zmiany była inwazja glonów, głównie *Pediastrum*. W konsekwencji nastąpiło formowanie się osadu biogenicznego w postaci gytii glonowej, a następnie gytii detrytusowej. Najobfitszy rozwój *Pediastrum* miał miejsce w pierwszym etapie formowania się gytii glonowej, na kontakcie z niżej zalegającymi piaskami jeziornymi. W piaskach jeziornych udział *Pediastrum* wynosi 568,4<sup>0</sup>%, natomiast w spągu gytii glonowej osiąga 1293,1<sup>0</sup>%, a w liczbach bezwzględnych 4 278 784 cenobiów w objętości 1 cm<sup>3</sup>. W nadległych próbkach udział *Pediastrum* stopniowo się zmniejsza i całkowicie zanika w torfie drzewnym. Rodzaj *Pediastrum* jest w naszym materiale reprezentowany przez cztery gatunki. Udział procentowy oraz koncentrację cenobiów w 1 cm<sup>3</sup> osadu przedstawiono na rysunku 5<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Zagadnienie postglacjalnej ekspansji populacji *Pediastrum* na terenie Niziny Gardnieńsko-Łebskiej zostanie przedstawione w oddzielnej publikacji. W tym miejscu należy jedynie podkreślić inwazyjny charakter tych populacji i wykluczającą się rolę *Pediastrum* i *Charales* w omawianym osadzie (por. rys. 5).



**Rys. 5. Udział procentowy i koncentracja cenobów wyróżnionych gatunków Pediastrum oraz zawartość szczątków makroskopowych w dolnej części profilu Łeba-Neptun**

W procesie postępującego wypłylenia zbiornika wodnego na znaczeniu zyskuje roślinność szuwarowa, zwłaszcza turzyce, jeżogłówki i pałka szerokolistna, które występują razem z *Urtica dioica* i *Cicuta virosa*. Równocześnie na brzegach zbiornika osiedlają się brzozy i olchy. Pojawienie się tych drzew dokumentuje widoczny od głębokości 20 cm wzrost koncentracji ich ziarn pyłku jak również zwiększająca się w gytii detrytusowej liczba fragmentów drewna brzozy i olchy. Natomiast sporomorfy sosny, dębu i leszczyny nadal, jak w osadach niżej leżących, są reprezentowane przez tę samą liczbę ziarn pyłku w objętości 1 cm<sup>3</sup> osadu.

Kolejny etap przemian sukcesyjnych obejmuje zasiedlanie drzew na wypłyconym zbiorniku sedymentacyjnym. Ten etap rozpoczyna się na kontakcie między gytą grubodetrytusową i torfem drzewnym (głębokość 35 cm). Próba z głębokości 40 cm rejestruje już maksymalny rozwój lasu olchowego, formujący na tym stanowisku warstwę torfu drzewnego. Torf drzewny zawiera ziarna pyłku olchy w liczbie 3 294 445 ziarn/cm<sup>3</sup> i 70,5% totalnej liczby sporomorf. Jednostkową domieszkę w tym lesie stanowią brzoza, kruszyna i prawdopodobnie jarzębina (w próbie stwierdzono 0,7% *Rosaceae* typ *Sorbus*). Na podkreślenie i nieco szersze omówienie zasługuje ogromna koncentracja sporomorf w tym torfie drzewnym. Dla sumy drzew wynosi ona 4 438 889 ziarn/cm<sup>3</sup> i dla NAP 236. 111 ziarn/cm<sup>3</sup>. Niewiele tylko mniejszą, przekraczającą jednak 3,5 miliona ziarn/cm<sup>3</sup> koncentrację sporomorf posiada próbka niższa, pochodząca z pogranicza gytii grubodetrytusowej i torfu drzewnego. Tak duże nagromadzenie sporomorf nie tylko dowodzi istnieniu lasu olchowego, lecz również może świadczyć o jednocześnie trwającym rozkładzie tworzywa torfowego, a tym samym o małej zdolności do akumulacji torfu w obrębie tej subfosalnej fitocenozy. Obok stopnia rozkładu (torf dobrze rozłożony, powyżej 60%) miarą jego mineralizacji może być także zawartość części popielnych, która dla próby z głębokości 35 - 41 cm wynosi 42,4%. Pomimo że wysoka popielność, wahająca się w dużych granicach jest cechą charakterystyczną dla torfów olchowych, cytowana tu wartość jest dwukrotnie większa od średniej zawartości popiołu, jaką przytacza S. Marek (1965). Dla torfów olchowych z Pomorza Szczecińskiego M. Jasnowski (1962) podaje średnią popielność w granicach 19,5%, która jedynie w poziomach zamulonych wzrasta do 30%. Możliwość istnienia mineralizacji torfu podczas optymalnego rozwoju lasu olchowego, w wyniku którego nastąpił wzrost popielności oraz nadreprezentacja sporomorf, nasuwa wniosek o niezbyt wysokim poziomie wód gruntowych w tej fitocenozie. Prawdopodobnie przez większą część swego istnienia omawiana fitocenoza nie egzystowała jako oles, lecz posiadała charakter lasu łągowego. W poziomie 40 cm (maksimum udziału ziarn pyłku olchy) diagram pyłkowy ujawnia spadek liczby sporomorf roślin hygrofilnych jak *Polypodiaceae* (cf. *Dryopteris thelypteris*) *Rubiaceae*, *Rosaceae* t. *Potentilla* (cf. *Comarum palustre*) i zanik *Filipendula ulmaria*.

Opisany szereg sukcesyjny kształtował się w okresie subborealnym. Chronologię bezwzględną, liczoną od momentu formowania się gytii glonowej aż do torfu drzewnego fazy lasu olchowego wyznaczają dwie daty radiowęglowe (por. rys. 2). Na podstawie tych datowań czas trwania tego szeregu wynosi 2160 lat radiowęglowych. Wobec braku większej liczby datowań metodą C-14, na podstawie których można by wyznaczyć wiek poszczególnych stadiów seralnych, a także skonstruować diagram rejestrujący liczbę sporomorf na jednostkę powierzchni w skali rocznej (influx diagram), posłużymy się metodą wyznaczenia palinochronów opracowaną przez M. J. Dąbrowskiego (1971). Opierając się na wskaźnikach cytowanego autora uzyskano dużą zgodność między datowaniem radiowęglowym i palinologicznym. Seria osadów: gytia glonowa — torf drzewny do głębokości 40,5 cm zawiera 2281 palinochronów, czyli różnica pomiędzy datowaniem metodą radiowęglą a liczbą palinochronów wynosi zaledwie 121 lat na korzyść palinochronów. Różnica ta może jeszcze zmaleć, jeśli uwzględnić niesynchroniczność lat radiowęglowych i kalendarzowych (por. J. Mangerud 1973). Na podstawie metody M. J. Dąbrowskiego (1971) obliczono dla fitocenozy lasu olchowego 1776 palinochronów, a dla wszystkich warstw organicznych osadów jeziornych 505 palinochronów. Wynika stąd, że zładowacenie powierzchni wodnej do chwili uformowania się lasu stanowiło niecałą czwartą część czasu w obrębie opisanej sery, ponadto wyliczenie to wskazuje na bardzo długi okres egzystencji lasu olchowego na tym stanowisku.

#### Faza roślinności nieleśnej

Spektrum pyłkowe w poziomie 45 cm rejestruje zniszczoną roślinność leśną. W tej próbce zdecydowanie zmalała rola ziarn pyłku drzew ( $AP = 65,6\%$ ) a zwłaszcza sporomorf lokalnego pochodzenia jak olcha, której udział zmniejszył się o 55%. Zwiększyła się natomiast obecność krzewów (11,4%) z głównym ich składnikiem — kruszyną w ilości 8,1%.

W wyniku odlesienia spowodowanego pożarem oraz po opanowaniu powierzchni zbiornika sedymentacyjnego przez zbiorowiska krzewiaste w typie *Salici-Franguletum*, stworzona została jednocześnie większa możliwość nalotu i akumulacji sporomorf z dalszego otoczenia. Zwiększa się w osadzie procentowy udział ziarn pyłku sosny, graba, buka, świerka i wrzosu. Odlesienie spowodowało też podniesienie poziomu wody, wywołując postępujące zabagnienie, którego końcowym rezultatem jest ponowny rozwój zbiornika z otwartym lustrem wody. O zwiększającym się zabagnieniu świadczą sporomorfy *Rubiaceae*, *Polypodiaceae*, *Rosaceae* t. *Potentilla*, *Hippuris vulgaris*, *Irys* sp., jak również *Umbelliferae* i *Equisetum*. Natomiast efektem egzystującego wtedy zbiornika wodnego jest warstwa mułku organicznego (warstwa nr 8) z udziałem *Pediastrum* (maksimum wynosi 115,5%). Ten glon jest reprezentowany przez trzy ga-

tunki (por. rys. 5), a dominującą rolę posiada *P. Kawraiskyi* (77,8%, 250 312 cenobiów/cm<sup>3</sup>) w poziomie 55 cm. W nadległych próbkach udział *Pediastrum* maleje i na znaczeniu zyskują *Cyperaceae*, których sporomorfy osiągają 43,0% w poziomie 78 cm. Ta zwiększająca się liczba sporomorf koreluje ze spadkiem udziału krzewów. Prawdopodobnie przeważająca większość turzycowatych (występuje głównie typ *Carex*) pochodzi od turzyc, które porastały piaszczyste i wypływające się dno ówczesnego zbiornika ze stagnującą wodą. Wypłylenie tego zbiornika było spotęgowane przez transport eoliczny piasku. W ten sposób została uformowana warstwa drobnoziarnistego piasku o miąższości 19 cm, laminowanego substancją organiczną (warstwa nr 9). Ta warstwa nie jest jednak pierwszym śladem działalności eolicznej, bowiem w otoczeniu zbiornika sedymentacyjnego laminy piasku występują już w warstwie nr 7. Na podstawie budowy geologicznej omawianego profilu stwierdzić należy, że w sąsiedztwie tego zbiornika działalność eoliczna ujawniła się bezpośrednio po zniszczeniu lasu olchowego i dowody jej trwania notujemy włącznie do warstwy nr 10. Nawrót procesów eolicznych rejestruje ten profil począwszy od warstwy nr 12.

Jako przyczynę pożaru, w efekcie którego został zniszczony łęgowy las olchowy oraz nastąpiły dalsze pochodne zjawiska, należy uznać człowieka. Antropogeniczną przyczynę tego pożaru może uzasadnić w poziomie 45 cm obecność 1,2% sporomorf zaliczanych do grupy tzw. wskaźników gospodarki człowieka, wobec 0,2% w próbce niższej. Tej zwiększonej liczbie sporomorf towarzyszy również wierzchołek ziarn pyłku traw z maksimum 31,5%. Według M. Ralskiej-Jasiewiczowej (1964) wzrost udziału sporomorf traw należy do zespołu cech, jakie ujawnia diagram pyłkowy, rejestrujący działalność antropogeniczną w obrębie fitocenoz leśnych. O tym, że pojawienie się zwiększonej liczby ziarn pyłku roślin towarzyszących człowiekowi nastąpiło w wyniku jego zabiegów gospodarczych, a nie wyłącznie pod wpływem ułatwionego transportu spowodowanego odlesieniem, przekonuje nas spadek udziału tych sporomorf w górnej części warstwy nr 9, w której występuje maksymalna liczba sporomorf roślin zielnych.

Ingerencja człowieka w obrębie lasu olchowego nastąpiła we wczesnej epoce żelaza, na pograniczu między okresami subborealnym i subatlantyckim. Data radiowęglowa ze stropu torfu drzewnego wskazuje, że mamy do czynienia z działalnością człowieka w okresie halsztackim. Z przełomu okresu subborealnego i subatlantyckiego gromadzimy coraz więcej śladów obecności człowieka na terenie Mierzei Łebskiej (por. A. Marsz 1972, R. Borówka i K. Tobolski 1979). Dla tego terenu wykazany został również związek, jaki istniał pomiędzy ewolucją pierwotnej szaty roślinnej z działalnością eoliczną i obecnością ówczesnego człowieka w obrębie wydm nadmorskich. Omawiane tu stanowisko potwierdza tę współzależność i jednocześnie dowodzi o szerszym zakresie ingerencji człowieka, która

nie była ograniczona wyłącznie do roślinności leśnej wykształconej na podłożu mineralnym, lecz człowiek objął swoim oddziaływaniem także fitocenozy o charakterze torfotwórczym.

### Faza lasu dębowego

Warstwy nr 10 i 11 naszego profilu rejestrują kolejny szereg sukcesyjny. We wczesnym okresie subatlantyckim formowała się sera, której końcowym ogniwem był drzewostan dębowy. Rozwój lasu dębowego poprzedziła widoczna w stropie mułku organicznego (warstwa nr 10) ekspansja brzozy i olchy. Nastąpił też wzrost liczby sporomorf graba, sosny, dębu i buka. Wymienione drzewa rosły w tym czasie w pobliżu zbiornika akumulacyjnego, natomiast powierzchnię tego zbiornika pokrywały wierzby z pojedynczym udziałem olchy, a warstwę zielną budowała roślinność hygrofilna. W następnym etapie powierzchnię zbiornika akumulacyjnego zasiedlił drzewostan dębowy. Ten drzewostan wytworzył warstwę próchniczną, obecnie zachowaną w postaci murszu z agregatami próchnicy, zawierającą strzępki grzybów (warstwa nr 11). Straty na prażeniu dla tej warstwy wynoszą 23,5%. O przynależności tej warstwy do akumulacyjnego poziomu glebowego lasu dębowego dowodzi bardzo duży udział ziarn pyłku dębu w ilości 62,0% i 512 745 ziarn/cm<sup>3</sup>, jak również nasadowe części pni dębowych.

Spektrum pyłkowe z poziomu próchnicznego lasu dębowego jest bardzo podobne do obrazów palinologicznych subfossylnych lasów dębowych z powierzchni kopalnych wydm w środkowej części Mierzei Łebskiej (por. K. Tobolski 1975). Jedyne różnica dotyczy wieku egzystencji tych lasów. Pomiar radiowęglu poziomu próchnicznego omawianego lasu wykazał wiek  $1435 \pm 149$  lat B.P., czyli rozbieżność wynosi około 500 lat. Autor jest przekonany o synchroniczności fazy lasu dębowego na obszarze mierzejowym i w tej chwili trudno tę rozbieżność uzasadnić. Niewykluczone, że różnica wieku zachodząca pomiędzy degradacją lasów dębowych w środkowej części Mierzei Łebskiej a egzystencją lasu dębowego na omawianym stanowisku jest obarczona błędem spowodowanym infiltracją młodszej substancji organicznej. Powtórne datowanie metodą C-14 detrytusu roślinnego i związków humusowych oraz drewna z pni dębowych powinno tę sprawę rozstrzygnąć.

### Faza przemian po zniszczeniu lasu dębowego

Las dębowy został zniszczony najprawdopodobniej w wyniku działalności człowieka i w obrębie zbiornika akumulacyjnego nastąpiły dalsze przemiany. Warstwa nr 12, przykrywająca poziom próchniczny lasu dębowego, jest osadem wytworzonym przez roślinność bagienną. W tej warstwie znajdują się też bezpośrednie dowody wcześniejszego kataklizmu

lasu dębowego w postaci węgla drzewnych. Sporomorfy zawarte w tej warstwie dokumentują istnienie lokalnej bezleśności. Obok trzciny i turzyc występują w tej warstwie sporomorfy *Typha latifolia*, *Lythrum salicaria*, *Parnassia palustris*, *Lysimachia* sp., *Labiatae* (4,5%) i nieznaczne tylko liczby zarodników *Polypodiaceae* i *Sphagnum*. Warstwa nadległa, jednorodna pod względem cech makroskopowych, utworzona została pod wpływem dwóch zbiorowisk roślinnych. W poziomie 100 cm, nadległym jedynie 5 cm ponad próbką z maksimum panowania otwartej roślinności bagiennej, zaznacza się dominująca rola ziarn pyłku brzozy. Rozwój brzozy na powierzchni zbiornika akumulacyjnego (w spągu warstwy nr 13 stwierdzono obecność owoców *Betula pubescens*), należy traktować jako stadium regeneracyjne, poprzedzające zazwyczaj proces odnowienia zniszczonej roślinności leśnej. W opisanym przypadku przebieg sukcesji prowadził jednak w innym kierunku. Po krótkotrwałym stadium lasu brzozowego (jakaś postać brzeziny bagiennej, lecz nie o cechach torfowiska przejściowego) nie nastąpiła regeneracja poprzedniego drzewostanu dębowego, lecz rozwinęło się zbiorowisko krzewiaste. Głównym składnikiem tego zbiorowiska była kruszyna, a z pozostałych roślin krzewiastych należy wymienić wierzby, woskownicę, bagno zwyczajne, wrzos i prawdopodobnie borówkę bagienną (w materiale są reprezentowane sporomorfy *Ericaceae* typ *Vaccinium*). W warstwie mszystej występowały w zmiennej ilości torfowce. W poziomie 111 cm zarodniki *Sphagnum* osiągają maksimum 161,4%. W tej próbce występują także *Polypodiaceae* (61,7%), *Typha latifolia* (0,8%), *Sparganium* oraz w ilościach 8% *Cyperaceae* i *Gramineae*. Pod względem fizjognomicznym to subfossylne zbiorowisko krzewów odpowiada cechom *Salici-Franguletum*. W stropowej części warstwy nr 13 zwiększa się udział roślin zielnych i krzewów oraz roślin towarzyszących człowiekowi (2,7%). Czy kolejne nagromadzenie sporomorf roślin towarzyszących człowiekowi (obecny jest również pył węglowy) świadczy o nowej fali aktywności człowieka? Omawiany torf przykrywa warstwa piasku wydmowego o miąższości 45 cm. Ślady trwającej w otoczeniu zbiornika działalności eolicznej ujawnia nasz materiał w miejscu zniszczenia lasu dębowego. Później ta działalność ulegała spotęgowaniu lub też wędrujące piaski wydmowe coraz bardziej przybliżały się do zbiornika sedymentacyjnego. Zwiększający się transport eoliczny ograniczył też rolę roślinności drzewiastej w otoczeniu zbiornika. W konsekwencji nastąpiło zasypanie lotnymi piaskami powierzchnię zbiornika akumulacyjnego.

#### ETAPY ROZWOJU ROŚLINNOŚCI NA PIASKU WYDMOWYM

W stropowej części omawianego profilu, uformowanego w postaci miąższego pokładu piasków wydmowych, znajduje się kolejna seria osadów biogenicznych (warstwy nr 15 - 19). Sporomorfy stwierdzono jedynie w warstwach 15 - 17.

W piasku wydymowym laminowanym substancją organiczną (warstwa nr 15), wśród sporomorf grupy AP dominuje brzoza, lecz znaczną rolę odgrywają ziarna pyłku roślin zielnych. To spektrum pyłkowe reprezentuje początek kolejnego stadium regeneracyjnej odnowy zbiorowisk leśnych. Nadległa warstwa (nr 16) jest torfem niskim, zawierająca drewno brzozy i wierzb, owoce *Carex fusca*, *Comarum palustre* i nasiona *Viola palustris*. Nastąpiło zatem na powierzchni piasku wydymowego, pod wpływem postępującego zabagnienia, formowanie się bagiennego zbiorowiska leśnego. Początkowo drzewostan tego zbiorowiska budowały brzozy, następnie olchy, a w końcowym etapie rozwoju na znaczeniu zyskuje sosna. Postać tego subfosylnego lasu bardzo przypomina współczesne podmokłe lasy z sosną, brzozą omszoną i jednostkowym udziałem olchy czarnej, zasiedlające płaskie niecki deflacyjne w środkowej części Mierzei Łebskiej.

Warstwa nr 17 rejestruje nagły spadek udziału sporomorf drzew i zwiększającą się rolę roślinności zielnej. Na miejscu poprzednio egzystującego podmokłego lasu pojawiło się krzewiaste zbiorowisko z dominującym udziałem woskownicy. W zaroślach woskownicy rosły *Carex fusca*, *Comarum palustre*, *Equisetum* sp. i *Sphagnum*. To krzewiaste zbiorowisko zostało zniszczone przez kolejną inwazję piasku wydymowego.

#### UWAGI KOŃCOWE

W osadach biogenicznych, które wypełniły zbiornik akumulacyjny, została zapisana bogata historia młodoholocentrycznych przemian szaty roślinnej. Zbiornik ten w czasie ostatnich pięciu tysięcy lat był zasiedlany przez różne grupy zbiorowisk roślinnych, charakteryzujących się bardzo zróżnicowaną skalą ekologiczną. Zdaniem autora, ta różnorodność przemian szaty roślinnej, obserwowana w obrębie zbiornika, odzwierciedla nie tylko bogactwo i skomplikowane drogi rozwoju lokalnej roślinności porastającej jego powierzchnię, lecz również rzutuje na różnorodność przemian, jakim podlegała w przeszłości roślinność na podłożu mineralnym mierzei. W przeciwnym bowiem przypadku bardziej monotennie musiałyby też przebiegać sukcesja roślinności na siedliskach wodnych i podmokłych tego terenu.

Niektóre aspekty odmiennego, niż dotychczas przyjmowano, przebiegu rozwoju roślinności na mierzei autor opisał już wcześniej. Obecnie referowany materiał tym wynikiem badań nie przeczy. Na przykład obecność subfosylnego lasu dębowego, stwierdzona w warstwie nr 11, dostarcza kolejnego dowodu na potwierdzenie powszechnego występowania tej fitocenozy w pewnym okresie historii mierzei. Ponadto obecność tej subfosylnej fitocenozy na pokładzie osadów biogenicznych może być kolejnym przyczynkiem dla znajomości sukcesji tych lasów. Podobny szereg sukcesyjny, w którym rozwój lasów dębowych poprzedziła roślinność bagienna



oraz lasy olchowe, opisano w materiale glebowym z okolic Kluk (por. W. Dzieciołowski, K. Tobolski 1975).

Kolejna grupa zagadnień dotyczy stratygrafii i paleogeografii obszaru mierzejowego. Szersze ich naświetlenie będzie możliwe dopiero po zbadaniu pozostałych „torfów plażowych” oraz po opracowaniu litologii całej Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. Niemniej omawiany tu materiał upoważnia do kilku wniosków:

1. Brachiczny zbiornik wodny został uformowany na powierzchni mierzejowej. Rozwój gytii glonowej, który nastąpił w wyniku zmiany stosunków hydrologicznych, przypada na wczesny okres subborealny. Datowanie radiowęglowe tej gytii jest synchroniczne z minimum eustatycznym pomiędzy fazami transgresji L IV i L V w południowej Szwecji (B. Berglund 1971).

2. Trudno natomiast wiązać podniesienie poziomu wód, widoczne w osadach zalegających nad torfem drzewnym, z kolejnymi fazami transgresji morskiej. Najprawdopodobniej zjawisko to miało zasięg lokalny, wywołany zniszczeniem fitocenoz leśnych.

3. Obecność brachicznego zbiornika wodnego na powierzchni mierzejowej i jego ewolucja, prowadząca w kierunku złądowacenia powierzchni wodnej, nie oznaczają zakończenia procesu formowania mierzei. Rozwój mierzei odbywał się w dalszym ciągu. Jednak w przeciwieństwie do pierwszego etapu tego rozwoju w wyniku akumulacyjnej działalności morza, dalszy rozwój mierzei dokonał się głównie pod wpływem procesów eolicznych i abrazji. Nie jest wykluczone, że dzisiejsze postacie mierzei w granicach Niziny Gardnieńsko-Łebskiej zostały uformowane w rezultacie przemieszczenia mas piaszczystych w kierunku południowym.

4. Prezentowany materiał potwierdza tezę o istnieniu bardzo labilnych siedlisk na obszarze mierzejowym i to nie tylko w czasach współczesnych, lecz również podczas dwóch ostatnich okresów holocenińskiej historii roślinności. Żadne z rozwijających się w tym czasie zbiorowisk leśnych nie uformowało trwałych fitocenoz. Przeciwnie, fitocenozy podlegały licznym przemianom i były mało stabilne. Stąd ich duża podatność na destruktywną działalność człowieka. Brak stabilności fitocenoz wyraża się na naszym terenie między innymi i tym, że w wyniku kataklizmów tworzyły się nowe szeregi sukcesyjne. Zwłaszcza fitocenozy leśne nie potrafiły zregenerować swoich zniszczonych zbiorowisk.

5. Na uwagę zasługuje historia sosny. Współcześnie drzewo to posiada dominujące znaczenie lasotwórcze na obszarach mierzejowych Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. Zgodnie z wcześniej wyrażoną opinią (por. K. Tobolski 1975) jej udział w szacie leśnej na mierzei uwidacznia się dopiero w najmłodszych warstwach analizowanego osadu.

## LITERATURA

- Augustowski B., 1965: Układ i rozwój pradolin Pomorza Kaszubskiego (Sum.: Morphology and development of ice marginal streamways of the Cassubian Coast). Zeszyty Geogr. WSP w Gdańsku, t. VIII, Gdańsk.
- Berglund B., 1971: Littorina transgressions in Blekinge, South Sweden. A preliminary survey. GFF, vol. 93, 3, Stockholm.
- Borówka R., Tobolski K. 1979: Nowe znaleziska archeologiczne na Mierzei Łebskiej i ich znaczenie dla paleogeografii tego obszaru. (Sum.: New archeological sites on the Łeba Bar and their significance for paleogeography of this area). Bad. Fizjograf. nad Polską Zach., t. XXXII, seria A, Poznań.
- Bülow K., 1928: Postglaziale Senkung und Dünenbildung in NO-Hinterpommerschen Küstenbereich (Beiträge zur Kenntnis des Alluviums in Pommern, V). Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst., 50, 1, Berlin.
- Dąbrowski M. J., 1971: Palynochronological materials — Eemian Interglacial. Bull. Ac. Pol. Sc., t. 19, 1, Warszawa.
- Deecke W., 1907: Geologie von Pommern. Berlin.
- Dzięciołowski W., Tobolski K., 1975: Geneza i rozwój gleb bielcowych murszastych w lesie dębowo-bukowym w Klukach. PTGleb., Materiały na konferencję terenową poświęconą glebom Słowińskiego Parku Narodowego, Poznań.
- Jasnowski M., 1962: Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego (Zusammenfassung: Stratigraphie und Vegetation d. Moore in Pomorze Szczecińskie). Szczecińskie Tow. Nauk., Wyd. Nauk Przyr.-Roln., t. X, Szczecin.
- Kobendzina J., 1967: Wydmy Słowińskiego Parku Narodowego. Ziemia, Warszawa.
- Mangerud J., 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av Kvartær i Norge. Geol. Inst. Univ. i Bergen.
- Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B., Donner J. J., 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, vol. 3, Oslo.
- Marek S., 1965: Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce (Sum.: Biology and stratigraphy of the alder bogs in Poland). Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., t. 57, Warszawa.
- Marsz A., 1972: Archeological findings on the Łeba Bay Bar. INQUA, Guide-book of the excursion, Toruń.
- Marsz A., Tobolski K., 1971: Problem wartości stratygraficznej toczeców plażowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych Niziny Gardnieńsko-Łebskiej (Sum.: Problem of stratigraphic value of beach lumps for paleogeographic reconstruction of the Gardno-Łeba Lowland). Bad. Fizjograf. nad Polską Zach., t. XXIV, seria A, Poznań.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1964: Correlation between the Holocene history of the *Carpinus betulus* and prehistoric settlement in North Poland. Acta Soc. Bot. Pol., vol. XXXIII, 2, Warszawa.
- Środoń A., 1972: Roślinność Polski w czwartorzędzie. W: Szata Roślinna Polski, t. 1, Warszawa.
- Stockmarr J., 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et Spores, vol. XIII, 4, Paris.
- 1973: Determination of spore concentration with an electronic particle counter. Danm. Geol. Unders., Årborg 1972, København.
- Tobolski K., 1975: Studium palinologiczne gleb kopalnych Mierzei Łebskiej w Słowińskim Parku Narodowym (Sum.: Palynological study of fossil soils

of the Łeba Bay Bar in the Słowiński National Park). PTPN, Prace Kom. Biol., t. XLI, Poznań.

Wachs H., 1933: Ein Rückblick auf die Entwicklung unserer Ostseelandschaft. Dohrniana, 12, Stettin.

KAZIMIERZ TOBOLSKI

CHANGES IN THE LOCAL PLANT COVER ON THE BASIS  
OF INVESTIGATIONS ON SUBFOSSIL BIOGENIC SEDIMENTS IN THE BEACH  
ZONE NEAR ŁEBA

Summary

The article presents the results of paleobotanical investigations on subfossil biogenic sediments which occur in the beach zone and in the hinterland of a dune cliff in the Sarbska Bar located about 1 km east of the Łeba mouth to the Baltic Sea (Fig. 1). The discussed sediments exhibit a polygenic structure (Fig. 2) and are covered with beach and dune sands. The zero level of those sediments lies at 22 cm a. s. l. The strata are ordered as follows:

Depth in cm	Number of stratum	Description of stratum
0 - 10	1	grey-yellowish, fine-grained sand with admixture of organic remains
10 - 15	2	grey-yellowish fine-grained sand with fine strata of organic remains
15 - 21	3	brown algal gyttja
21 - 29	4	black detritus, sanded gyttja
29 - 35	5	black, coarse detritus, sanded gyttja
35 - 47	6	well decomposed black wood peat
47 - 53	7	lowmoor, well decomposed peat (humopeat) with laminae of light fine-grained sand
53 - 60	8	dark-brown, strongly sanded organic silt,
60 - 79	9	grey-yellowish, fine-grained sand with thin laminae of organic matter
79 - 85	10	black sanded organic silt
85 - 91	11	organic sediments with features of muck in the form of cloded amorphous organic matter
91 - 97	12	wood-sedge, sanded, moderately decomposed peat
97 - 125	13	sanded, poorly decomposed woodsedge peat, laminated with finegrained sand,
125 - 170	14	fine-grained, dune, light-yellowish sand,
170 - 175	15	fine-grained, yellow, dune sand with laminae of organic matter
175 - 185	16	black, lowmoor, well decomposed peat, laminated with thin strata of fine-grained sand
185 - 190	17	dark-grey humus, silted sand laminated with thin strata of peat

190 - 199	18	fine-grained dune, light-grey sand
199 - 203	19	grey sand laminated with fine strata of organic matter
199 - 600	20	fine-grained, dune, light-grey sand

The results of palynological investigations include a total (AP+NAP=100%) percentage pollen diagram (Fig. 2) and a diagram of frequency for some important sporomorphs (Fig. 3). The absolute frequency has been obtained by means of Stockmarr's method (1971, 1973) using two pills of *Lycopodium clavatum* (12 500 spores in a pill).

The bottom part of the diagram from 0 to 30 cm shows regional vegetation, whereas its upper part from 35 cm upwards presents local vegetation. Stages of filling the accumulative basin in have been observed on the ground of pollen diagrams and analyses of microscopic findings.

Layers 1-6 comprise the successive series: brackish lake — alder forest. A shallow brackish lake was formed on the bar's surface and its bottom was overgrown with Charales accompanied by *Najas marina* and *Zanichellia pedicellata*. In the early Sub-Boreal period there was a rapid change in hydrological conditions and the basin underwent eutrophization. There also occurred a large number of *Pediastrum* (compare Fig. 4) and the algae *gyttja* formed. Then shallowing of the water basin took place (*detritus gyttja*, *coarse-detritus gyttja*) and finally the alder forest (wood peat) grew on the basin surface. The successive series from the formation of the algae *gyttja* until the destruction of the alder forest lasted 2 160 radiocarbon years. By means of the method used by Dąbrowski (1971) 2 281 palinochrons were found for that successive series. 1776 of them belonged to the period of the alder forest occurrence. The alder forest was destroyed by the fire, which was caused by man's activity. This is proved by the presence of 1.2% of pollen grains from plants accompanying man at a depth of 45 cm against 0.2% of the grains found at a depth of 40 cm. The deforestation resulted in the rise of water level and in the development of a basin with the open water table (silt with some content of *Pediastrum* in layer 8). The subsequent layer is the result of the basin shallowing which was accompanied by the transport of eolian dune sand. The next series, with the oak forest as the final stage, is recorded in layers 10 and 11. On the surface of the accumulative basin the existing oak forest formed a humus layer with 62.0% of oak pollen grains and 512 745 grains of pollen per cm<sup>3</sup>. The pollen spectrum from that forest is very similar to spectra from fossil soils found on dunes of the Łeba Bar belonging to earlier generations of dunes (compare K. Tobolski 1975). The only difference found between the subfossil oak forest from the accumulative basin described here and the oak forests known from fossil soils of younger generations of coastal dunes refers to their age. That difference oscillates at 500 years. The author is of the opinion that there must be some synchronization between oak forests within the bar, probably the C<sub>14</sub> date from the discussed accumulative basin bears some error. The oak forest was destroyed by the fire and palustrine vegetation occurred again in the accumulative basin. The regeneration stage formed although the course of succession did not lead to the regeneration of the previous oak forest. After a short-continued occurrence of the birch forest, developed shrubs of the *Salici-Franguletum* type. That plant association was covered with dune sands. In the bottom part of the profile on the dune sand originated a new successive series leading to domination of the palustrine forest and then to the development of brushes from *Myrica gale*. That shrub association was destroyed by the invasion of dune sands.

Summing up it should be stated that the accumulation of biogenic sediments took place on the way of many alterations in plant covers. The variety of those

changes may be a measure not only of the variety in the primary plant cover within the basin accumulating biogenic sediments but also of differentiation of vegetation over the whole bar.

*Institute of Geography  
Adam Mickiewicz University in Poznań*

#### EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 1. Localization (A) and the mode of the occurrence of organogenic sediments (the Łeba-Neptun profile) in the beach zone near Łeba.
- Fig. 2. Percentage (total) pollen diagram of sediments from the Łeba-Neptun profile.
- Fig. 3. The Łeba-Neptun profile. The absolute concentration of pollen grains from trees and shrubs in 1 cm<sup>3</sup> of sediment.
- Fig. 4. The Łeba-Neptun profile. The concentration of pollen grains, spores and *Pediastrum* and the content of organic matter.
- Fig. 5. The percentage content and concentration of the distinguished species of *Pediastrum* and the content of macroscopic remnants in the lower part of the Łeba-Neptun profile.