

Zofia Balwierz, Jan Goździk

**PALEOŚRODOWISKOWE ZMIANY
W ŚWIELE ANALIZ PALINOLOGICZNYCH
PÓŽNOVISTULIAŃSKICH OSADÓW WĘGLANOWYCH
W ZAGŁĘBIENIACH BEZODPŁYWOWYCH W BEŁCHATOWIE**

**PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES ESTABLISHED THROUGH
POLLEN ANALYSIS OF LATEVISTULIAN CALCAREOUS DEPOSITS
IN CLOSED DEPRESSIONS IN BEŁCHATÓW**

W stropowej części osadów czwartorzędowych odsłoniętych w kopalni „Bełchatów” występują utwory węglanowe, które były akumulowane w zagłębieniach bezodpływowych w dolinie Świętojanki, dopływie Widawki. Zagłębienia te powstały wskutek krasu termicznego związanego z powszechną degradacją wieloletniej zmarzliny. Na podstawie badań palinologicznych utworów oraz datowania ^{14}C możliwe było uchwycenie zarówno momentu początkowego zjawisk krasowych, jak i okresu ich intensywnego rozwoju.

Występujące w spagu utworów węglanowych torfy tworzyły się w warunkach podmokłych, lecz bez stałego zbiornika wodnego, w początkowej fazie krasu termicznego. Oznaczenia wiekowe metodą ^{14}C wykazały dla torfu z zagłębienia I datę $12\,540 \pm 120$ lat BP, a z zagłębienia III datę $12\,710 \pm 130$ lat BP. Badania palinologiczne dowodzą, że panowały tu wówczas otwarte zbiorowiska tundry bezdrzewnej.

Postępująca degradacja zmarzliny powodowała pogłębianie obniżeń, aż do utworzenia się w nich stałych zbiorników wodnych. W zbiornikach tych gromadziły się utwory węglanowe. Spektrum palinologiczne z tych utworów dowodzi, że w zbiorniku I powstały w okresie allerödu, natomiast nie rozstrzyga, czy utwór węglanowy w zbiorniku III tworzył się w böllingu czy allerödzie.

Torfy leżące w stropie węglanów narastały już w holocenie.

WPROWADZENIE

W kopalni „Bełchatów” w toku zdejmowania nakładu, na ruchomych skarpach w dolinie Świętojanki, blisko powierzchni terenu, odsłaniane były utwory węglanowe. Pierwszą wzmiankę na temat tych utworów podał jeden z autorów (Goździk 1986). Następnie nieco obszerniejszą informację dotyczącą wspomnianych utworów przedstawili J. Goździk, K. Konec-

ka-Betley (1987), a rezultaty badań malakofauny z węglanów opublikował S. Alexandrowicz (1987). Wyniki szczegółowszych badań wiążących się z cechami litologicznymi utworów węglanowych, z ich pozycją litostratygraficzną, oraz zasadnicze wnioski genetyczne zawarte są w nowszym opracowaniu J. Goździka, K. Koneckiej-Betley (1992). W pracy tej przedstawiono także pewne wnioski paleogeograficzne, ale miały one częściowo ograniczony charakter, co wynikało przede wszystkim z tylko bardzo skrótowego uwzględnienia wyników analiz palynologicznych wykonanych przez jednego z autorów opracowania – Z. Balwierz.

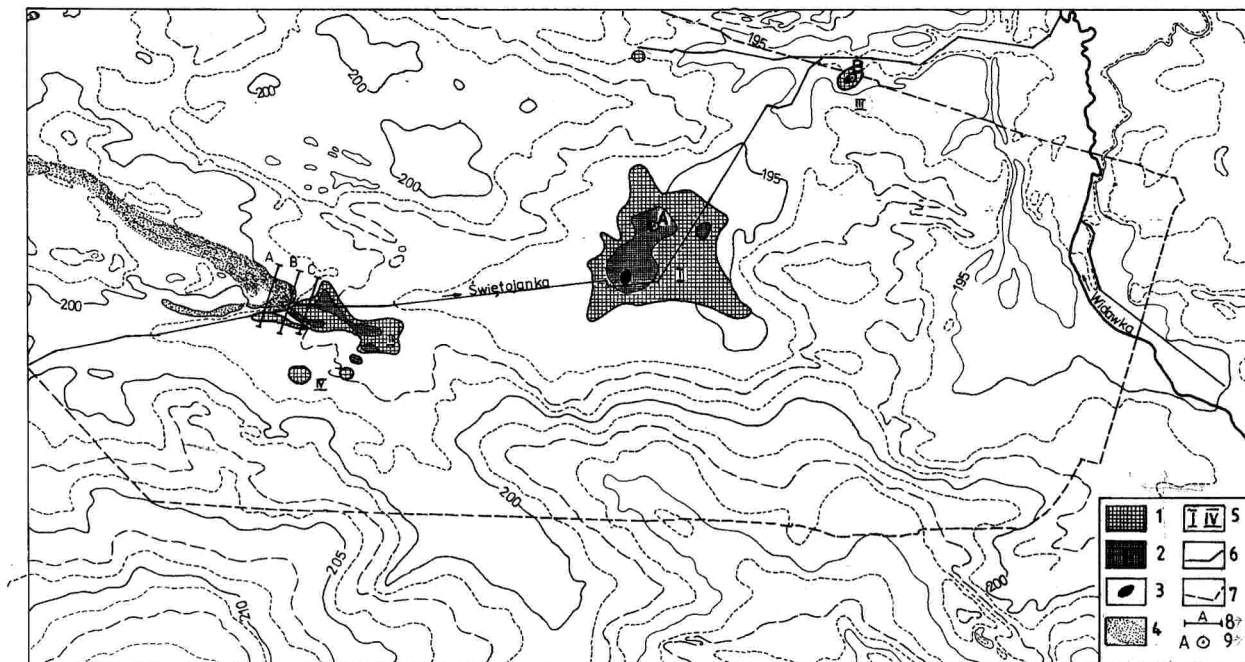
W tej pracy przeprowadzono szczegółowszą analizę wyników badań palynologicznych, a także dokładniej opracowano zebrane w terenie informacje dotyczące utworów węglanowych oraz osadów z nimi sąsiadujących. Prace te powiązane z już opublikowanymi stanowiły podstawę dla pełniejszej rekonstrukcji warunków paleogeograficznych z okresu depozycji utworów węglanowych.

BUDOWA GEOLOGICZNA UTWORÓW WĘGLANOWYCH I ICH PODŁOŻA ORAZ GENEZA I WIEK ZAGŁĘBIŃ BEZODPŁYWOWYCH WYPEŁNIONYCH WĘGLANAMI

Stwierdzone blisko powierzchni terenu w kopalni utwory węglanowe występują w obrębie różnej wielkości zagłębień bezodpływowych, najczęściej kopalnych, gdyż większość z nich po wypełnieniu węglanami straciła swój bezodpływowy charakter (rys. 1). Należy podkreślić, że wszystkie zagłębienia znajdują się w obrębie doliny Świętojanki i jej dopływów. Nie stwierdzono występowania utworów węglanowych ani w dolinie Widawki, ani na obszarach wysoczyznowych, chociaż na wysoczyźnie spotykano nieliczne zagłębienia bezodpływowe, między innymi opisane przez Baraniecką i Goździka (w druku). W tym zrekonstruowanym kopalnym zagłębieniu akumulowane były osady trzymetrowej miąższości, wśród których nie było węglanów, natomiast utworzyła się warstwa torfu. Jak wynika z analiz palinologicznych torfu wykonanych przez Z. Balwierz (maszynopis), powstał on w okresie interglacjalu eemskiego.

Istotna dla ustalenia genezy zagłębień z występującymi w nich węglanami jest nie tyle ich obecność w obrębie niewielkich dolin bocznych Widawki, lecz przede wszystkim rodzaj i sposób zalegania vistuliańskich osadów podścielających węglany. Vistuliańskie osady występujące w tych dolinach wykazują podobną sekwencję (Goździk, Konecka-Betley 1992). Dolne ogniwo w tej sekwencji stanowią osady mułowe i mułowo-piaszczyste o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, które powstały, jak wynika z datowań ^{14}C , w środkowym i na początku górnego plenivistulianu (Goździk 1980, 1990, Baraniecka 1987, Manikowska 1990, Krzyszkowski 1991).

Wyższe ogniwo tworzą kilkumetrowej miąższości piaski, czasem z mułami, a niekiedy z domieszką żwiru, zwłaszcza w stropie, akumulowane w górnym



Rys. 1. Występowanie późnovistuliańskich osadów węglanowych w rejonie kopalni Bełchatów

1 – osady węglanowe o miąższości do 1 m, 2 – osady węglanowe o miąższości 1–2 m, 3 – osady węglanowe o miąższości ponad 2 m, 4 – wydma, 5 – numery zagłębień bezodpływowych, 6 – rów Świętojanki, 7 – granice kopalni, 8 – położenie przekrojów geologicznych, 9 – położenie profilów z pobranymi próbkami palinologicznymi; A – z zagłębienia I, B – z zagłębienia III

Fig. 1. Location of Latevistulian calcareous deposits in opencast Bełchatów mine

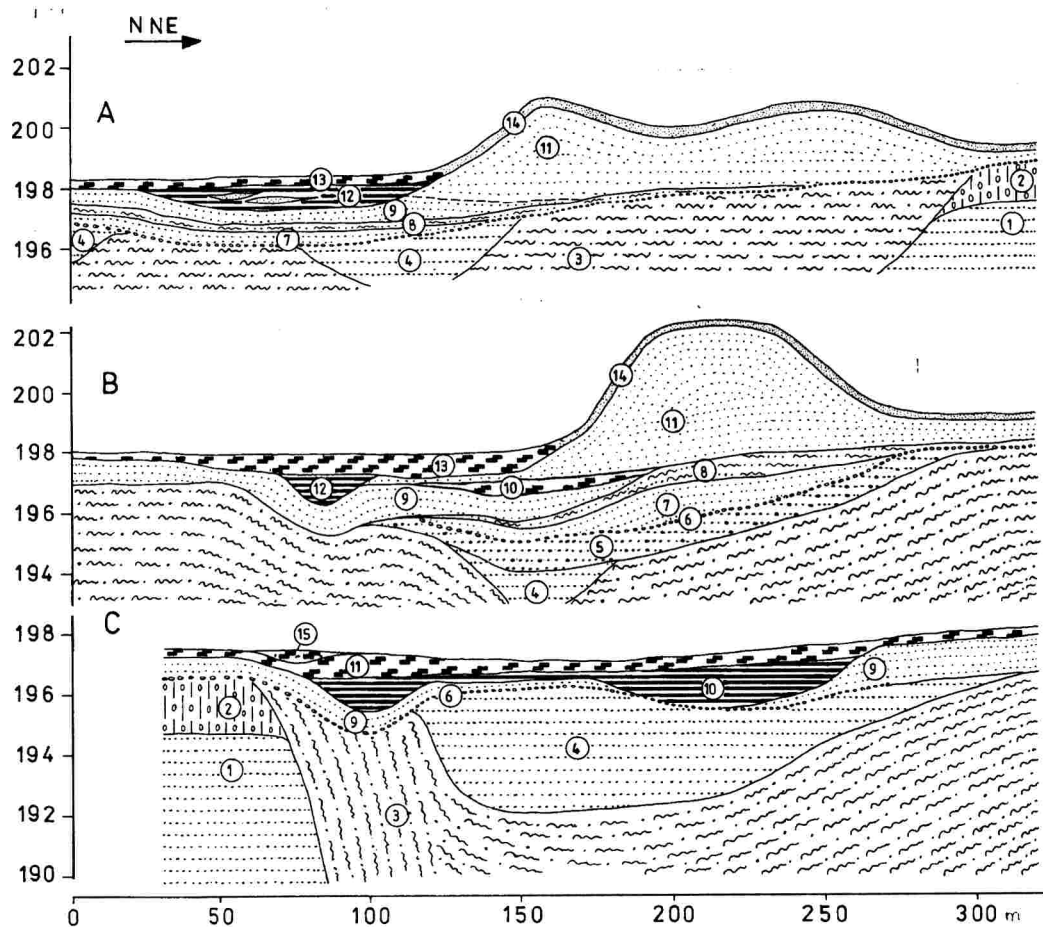
1 – calcareous deposits (thickness up to 1 m), 2 – calcareous deposits (thickness 1–2 m), 3 – calcareous deposits (thickness over 2 m), 4 – dune, 5 – numbers of closed depressions, 6 – channel of Świętojanka Creek, 7 – border of opencast, 8 – location of cross sections, 9 – location of profiles of pollen samples; A – from lake I, B – from lake III

plenivistulianie (Goździk 1980, 1990, Krzyszkowski 1991). Na pograniczu z kolejnym ogniwem powstała warstwa złożona ze żwirów z kamieniami, wykazująca bardzo dużą rozciągłość horyzontalną, nawiązująca do płaszcza kamienistego (Klatkova 1965, Dylik 1967) łączącego się z powszechnie występującą w środkowej Polsce warstwą żwirowo-kamienistą (Goździk 1973). Powyżej warstwy żwirowo-kamienistej występują eoliczne osady pokrywowe piaszczysto-pyłowe i piaszczyste z późnego vistulianu (Goździk 1980, 1990, Manikowska 1985). Dopiero na tych osadach spoczywają osady węglanowe (Goździk, Konecka-Betley 1992), co widać także na przekrojach przedstawionych na rys. 2.

Z analizy wielu przekrojów wynika, że utwory węglanowe znajdują się tylko w tych miejscach, gdzie w podłożu występują silnie rozbudowane plenivistuliańskie osady mułowo-piaszczyste. Z analizy palinologicznej wkładek torfiastych w tych osadach, wykonanych przez Z. Jańczyk-Kopikową (Baraniecka 1982), wynika, „że panującą była roślinność zielna, światłożadna, a więc zimnych obszarów bezleśnych. W dwu poziomach występuje *Selaginella selaginoides*, świadcząca o skrajnie arktycznych warunkach życia roślin [...] Klimat wahał się [...] między arktycznym i subarktycznym”. Także wyniki analiz palinologicznych z warstwy materiału organicznego ze stropowej części osadów mułowo-piaszczystych w pobocznej dolinie Świętojanki, badanych przez B. Manikowską i Z. Balwierz (1987), wskazują na warunki arktyczne z roślinnością tundrową. Również z badań chrząszczy z warstwy torfu znajdującego się w dolnej części osadów mułowo-piaszczystych, wykonanych przez A. V. Morgana (French, Goździk 1988), wynika, że chrząszcze te należą do zespołu charakterystycznego dla środowiska tundrowego z roślinnością zielną, mchami i stagnującą wodą.

We współczesnych warunkach tundrowych tworzące się aluwialne osady drobnoziarniste charakteryzuje znaczna zawartość lodu (Popov, Rozenbaum, Tumel 1985). Lód ten rozwinięty jest nie tylko w syngenetycznych klinach lodowych, ale także w postaci horyzontalnych szlirów lub drobnej siatki. Można sądzić, że w czasie akumulacji osadów mułowo-piaszczystych w Bełchatowie warunki tworzenia lodu były podobne, o czym świadczą między innymi liczne kliny syngenetyczne (Goździk 1980, French, Goździk 1988). Trudno jest tutaj znaleźć bezpośrednie dowody istnienia lodu w postaci siatki i szlirów, ale na obszarach, gdzie współcześnie rozwijają się w drobnoziarnistych utworach syngenetyczne kliny lodowe, zawsze istnieją także te dwie wymienione wyżej postacie lodu.

We współczesnej strefie peryglacjalnej zawartość lodu w drobnoziarnistych aluviach wynosi od 35 do 60%, a czasem sięga nawet 90% (Chrucki 1989, Špolianskaja 1989, Popov, Tumel 1989). Wobec tego jest bardzo prawdopodobne, że powstałe w środowisku tundrowym osady mułowo-piaszczyste w dolinie Świętojanki były zasobne w lód, nawet gdy przyjmie się, że



Rys. 2. Przekroje geologiczne przez późnovistuliańskie osady węglanowe i utwory z nimi sąsiadujące w pobliżu czoła wydmy. Lokalizacja przekrojów A, B, C na rys. 1

Osady okresu warciańskiego: 1 – piaski różnoziarniste, glacyfluwialne, 2 – glina morenowa; osady vistuliańskie: 3 – muły i muły z piaskami, fluwialne, 4 – piaski średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych, fluwialne, 5 – piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwiru, fluwialne, 6 – warstwa kamienisto-żwirowa, erozyjno-denudacyjna, 7 – piaski średnioziarniste, eoliczne, 8 – płyty i piaski eoliczne, 9 – piaski średnioziarniste eoliczne, 10 – torfy, 11 – piaski średnioziarniste, eoliczne, 12 – osady węglanowe; osady holocenijskie: 13 – torfy, 14 – gleby, 15 – piaski z torfem

Fig. 2. Cross section of Latevistulian calcareous deposits and adjoining sediments near the head of dune. Location of cross sections A, B, C on Fig. 1

The Warta stage deposits: 1 – glaciofluvial sand, 2 – till; the Vistulian deposits, 3 – silt and silt with sand, 4 – fluvial sand, 5 – fluvial sand with admixture of gravel, 6 – pavement, 7 – aeolian sand, 8 – aeolian silt and sand, 9 – aeolian sand, 10 – peat, 11 – aeolian sand, 12 – calcareous deposits, 13 – peat, 14 – soil, 15 – sand with peat

względem domieszki piasku, dolną granicę z podanego wyżej przedziału procentowej zawartości lodu. Taka zawartość lodu jest wystarczająca dla zajścia wyraźnych zjawisk termokrasowych.

Obok istnienia w podłożu osadów zasobnych w lód, umożliwiających rozwój zjawisk termokrasowych, J. Goździk, K. Konecka-Betley (1992) sygnalizowali jeszcze inne fakty przemawiające za termokrasową genezą zagłębień bezodpływowych w Bełchatowie. Porównując osady wypełniające większe formy krasu termicznego na obszarze zlodowaconym w vistulianie z analizowanymi tutaj osadami z zagłębień w Bełchatowie można dostrzec znaczne podobieństwa. Dotyczą one zarówno czasu rozpoczęcia akumulacji w zagłębieniach, jak i zmian warunków sedymentacji oraz sekwencji deponowanych osadów. Warunki sedymentacji i ich zmiany, możliwe do odtworzenia przede wszystkim na podstawie cech litologicznych i składu chemicznego, częściowo omawiane były przez J. Goździka i K. Konecką-Betley (1992). Natomiast tutaj, w dalszej części tej pracy, będą omówione te aspekty paleośrodowiska, które można odczytać z zapisu palinologicznego.

Wspomniano poprzednio, że osady węglanowe wypełniające zagłębienia rozwinięte są powyżej eolicznych pokryw piaszczystych. Widoczne są one we wszystkich przekrojach przez zagłębienia, zarówno opisanych wcześniej (Goździk, Konecka-Betley 1992), jak i w tej pracy (rys. 2). Tylko w jednym przypadku pokrywa wykazuje nieciągłość (rys. 2 C), gdyż najprawdopodobniej pokrywa została na niewielkim odcinku rozcięta przez erozję w okresie poprzedzającym akumulację węglanów. Jest pewne, że akumulacja węglanów rozpoczęła się wówczas, gdy pokrywy eoliczne były w pełni wykształcone, a można przypuszczać, że ta akumulacja zaczęła się także po ustabilizowaniu wydmy. Nigdzie bowiem nie stwierdzono, aby wydma wkroczyła na osady węglanowe, mimo że znajduje się ona w bezpośrednim sąsiedztwie obniżenia wypełnionego tymi osadami (rys. 1). Należy zaznaczyć, że w jednym z miejsc, gdzie obserwuje się takie bliskie sąsiedztwo, wśród węglanów można znaleźć cienkie, 1–3 cm, warstwy piasku (rys. 2 A), być może przeniesionego przez wiatr, chociaż równie prawdopodobnym środkiem jego transportu mogło być spłukiwanie. Jeśli nawet przyjmie się eoliczną dostawę piasku, to przemieszczeniu uległy tylko niewielkie ilości materiału piaszczystego na powierzchni wydmy, przy zachowaniu stabilności całej zasadniczej formy.

Trzeba podkreślić, że okres stabilizacji wydmy niewiele wyprzedził okres akumulacji węglanów, gdyż na torfy akumulowane przed węglanami wyraźnie wkroczała wydma (rys. 2 B). Można oszacować długość drogi czoła wydmy po powierzchni tych osadów torfowych na około 50 cm. Biorąc pod uwagę rozmiary całej formy wydmovej nałożonej na gliniastą równinę moreny dennej (jej ramię północne ciągnie się około 2 km) można stwierdzić, że długość wspomnianej wyżej drogi jest niewielka i odpowiada okresowi zanikania ruchu wydmy.

Szczegółowa charakterystyka składu chemicznego i mineralogicznego utworów węglanowych wypełniających zagłębienia omówiona została przez J. Goździka i K. Konecką-Betley (1992). Natomiast tutaj przedstawione będą wyniki analiz palinologicznych z osadów węglanowych.

WYNIKI ANALIZY PALINOLOGICZNEJ

Próby do badań palinologicznych pobrano z dwóch zagłębień wypełnionych osadami organicznymi, głównie węglanowymi. Zagłębienia te są oznaczone na mapie (rys. 1) numerem I i III. Przekroje geologiczne przez te zagłębienia były przedstawione już wcześniej (Goździk, Konecka-Betley 1992, rys. 2, 3). Na mapie (rys. 1) oznaczono miejsca pobrania prób do analizy palinologicznej w obrębie każdego z tych zagłębień.

Metodą analizy palinologicznej opracowano osady węglanowe oraz leżące w ich stropie i spągu warstwy torfu z obydwu zagłębień. Próbkę z torfu po zagotowaniu z KOH poddano acetolizie (Erdtmann 1943). Z osadów węglanowych usuwano węglany za pomocą 10% roztworu HCl, a następnie również poddano acetolizie. Materiał zawierający domieszkę piasku poddawano dodatkowo obróbce metodą fluorowodorową (Faegri, Iversen 1964). W preparatach liczono nie mniej niż 500 ziaren pyłkowych drzew i krzewów. Jeżeli jednak frekwencja pyłku była niska, jako kryterium przyjmowano przeliczoną powierzchnię szkiełka nie mniejszą niż 8 cm². Wartości procentowe poszczególnych form wyliczono w stosunku do sumy ziaren pyłkowych drzew i krzewów (AP) oraz roślin zielnych (NAP). Z sumy tej wyłączono ziarna pyłkowe roślin wodnych i błotnych, zarodników mchów i paproci oraz sporomorfy nieoznaczone. Tę ostatnią grupę stanowiły głównie ziarna pyłkowe skorodowane (maksimum 5,7%), w znacznie mniejszej ilości ziarna pyłkowe nieoznaczone mimo dobrego zachowania (*Varia*) i ziarna pyłkowe nieoznaczone z innych powodów, np. ziarna poskręcane (*Inne*).

Przy konstruowaniu diagramu formy występujące rzadko łączono w jedną krzywą, np. *Ranunculus t. acer* i *t. trichophyllus* – w krzywą *Ranunculus*, różne rodzaje z rodziny *Ericaceae* w krzywą *Ericaceae*. Krzywa *Compositae* obejmuje ziarna z podrodziny *Tubuliflorae* i *Liguliflorae*.

Zagłębienie I

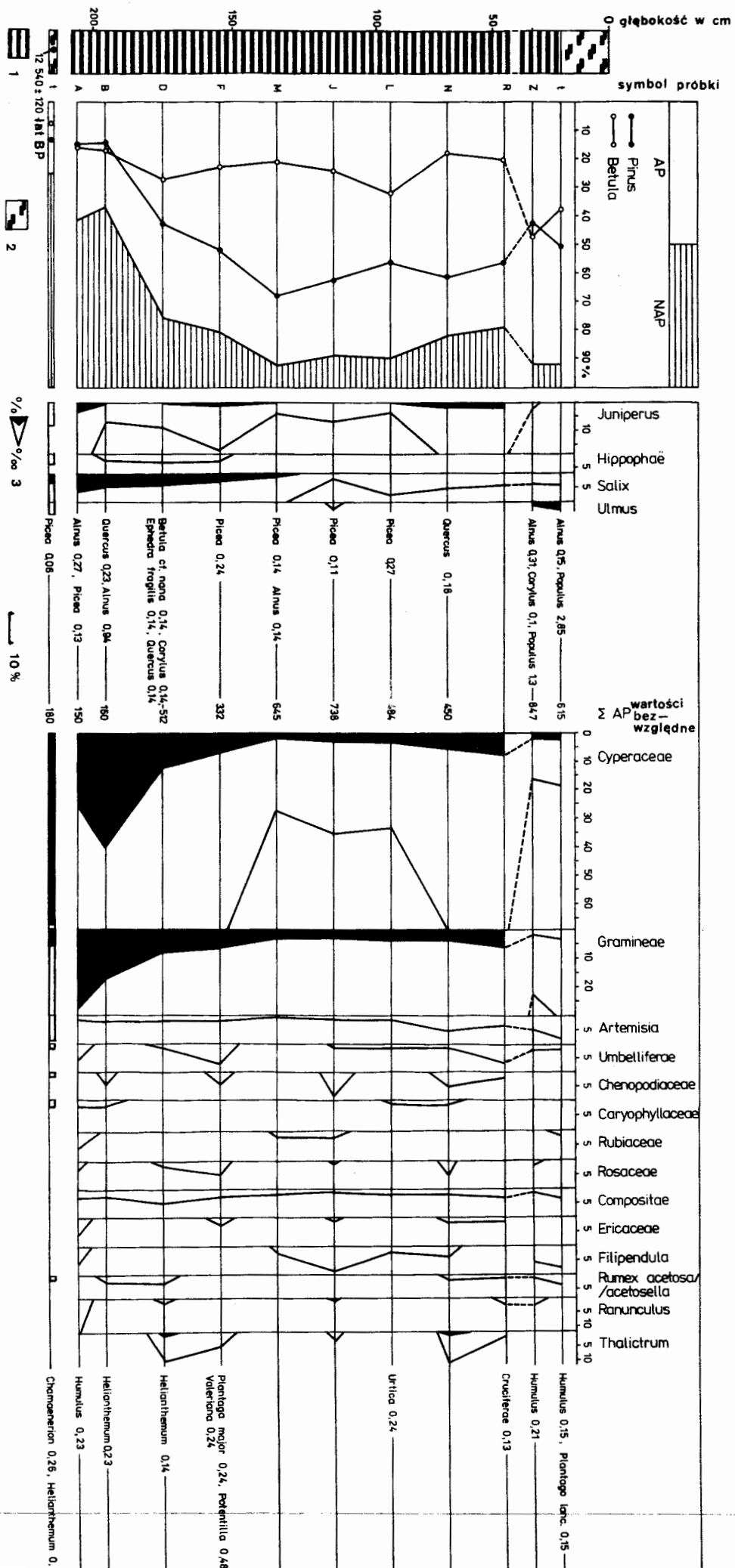
Pobrane próby pochodzą z centralnej części zbiornika (rys. 1). Na osadach piaszczystych leży tutaj bezpośrednio warstwa torfu o niewielkiej miąższości (rys. 4 oraz przekrój w pracy J. Goździka i K. Koneckiej-Betley, 1992), z której wykonano analizę metodą ¹⁴C uzyskując datę 12 540 ± 120 BP. Wyżej spoczywają osady węglanowe o miąższości 2,1 m przykryte torfem, przy czym zachowała się tylko spągowa część torfów,

ponieważ pozostała ich część została wyeksploatowana. Przebadano część stropową i spągową warstwę torfu oraz leżące między nimi osady węglanowe. Z osadów węglanowych pobrano próbki co 20 cm, z wyjątkiem ich stropowej części, gdzie odległość między dwiema najwyższymi próbkami wynosi 55 cm. Diagram pyłkowy z osadów z zagłębienia I przedstawiony jest na rys. 3.

Próbka z dolnego torfu charakteryzuje się niskim udziałem pyłku drzew i krzewów (25%). Wśród pyłku drzew dominuje pyłek *Pinus* (13,3%) i *Betula* (7,3%), zaś w mniejszej ilości występuje pyłek *Salix* (2,9%). Z roślin zielnych najwięcej jest ziaren pyłkowych *Cyperaceae* (67,5%), którym towarzyszy pyłek *Gramineae* (5,4%) i *Artemisia*. W postaci pojedynczych ziaren pyłkowych występują *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Chamaenerion*, *Helianthemum* i spory *Selaginella*.

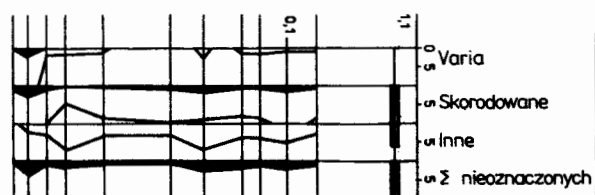
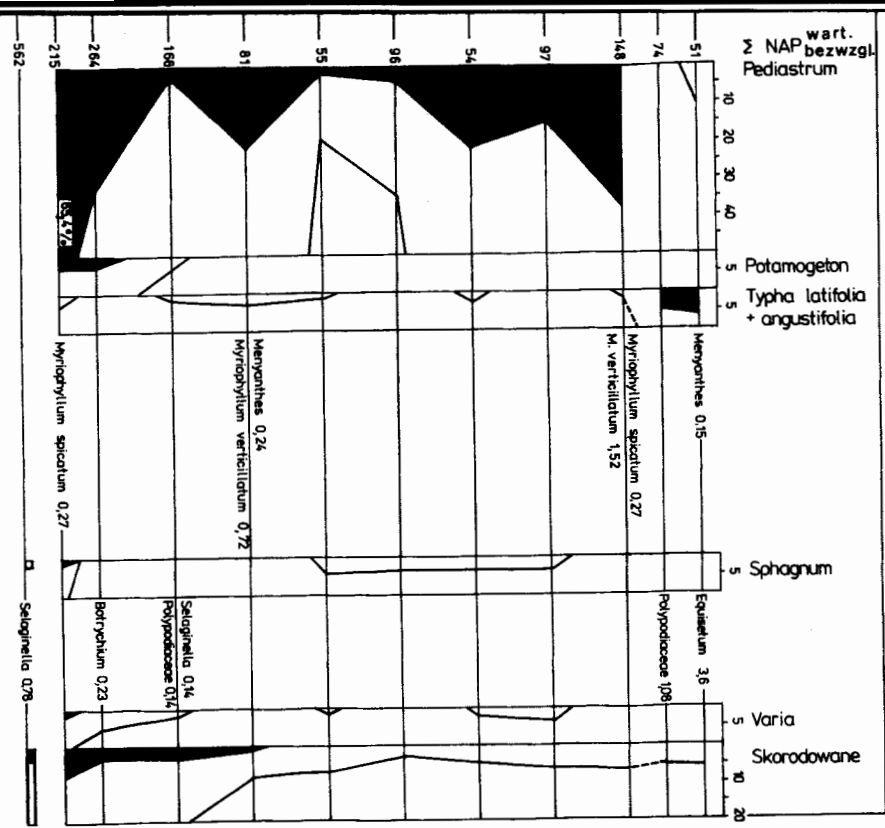
Na badanym obszarze w czasie tworzenia się dolnego torfu panowała tundra bezdrzewna z niewielkim udziałem światłożądnych krzewów, takich jak *Hippophaë* i *Juniperus*, zajmujących piaszczyste siedliska. Dominowały jednak zbiorowiska roślin zielnych. Na torfowisku rosły obficie turzycy, krzewiaste wierzby i widliczka. Otwartość zbiorowisk roślinnych i panujący wówczas chłodny, subarktyczny klimat potwierdzony jest również przez występowanie *Helianthemum*. Ziarna pyłkowe sosny pochodzą najprawdopodobniej z dalekiego transportu. Podobny obraz roślinności daje K. Wasylićowa (1964) dla okresu najstarszego dryasu na obszarze Witowa.

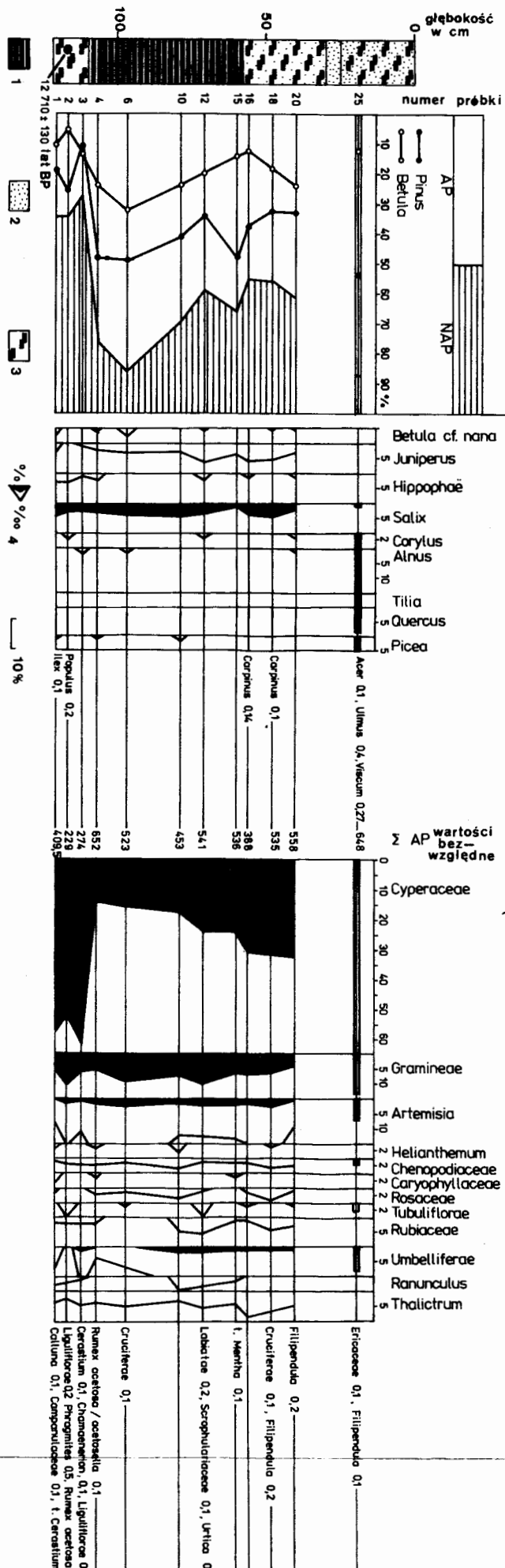
Próbki A i B z osadu węglanowego (rys. 3) charakteryzują się niewysokim udziałem pyłku AP (minimum 37,7%). Krzywe *Pinus* i *Betula* utrzymują się na podobnym poziomie (w granicach 15%). Występują maksymalne ilości pyłku *Juniperus* i *Salix*. Wśród zielnych dominuje pyłek *Cyperaceae* i *Gramineae*. Ich krzywe osiągają odpowiednio wartości 40,5 i 27,6%. Turzycom i trawom towarzyszą niewielkie ilości pyłku *Artemisia*, *Umbelliferae*, *Chenopodiaceae* i *Helianthemum*. W próbkach D i E rośnie krzywa AP, co spowodowane jest głównie wzrostem krzywej *Pinus*. Obecny jest w diagramie drugi wierzchołek *Juniperus*. Występują niewielkie ilości ziaren pyłkowych *Hippophaë*. Obserwuje się spadek krzywych *Cyperaceae* i *Gramineae*. Próbki H, J i L charakteryzuje maksymalny udział pyłku AP (88,4–92,1%), w tym głównie pyłku *Pinus* (56,4–68,7%). Zmniejsza się ponownie udział *Juniperus* i *Salix*, zanika krzywa *Hippophaë*. Krzywe *Cyperaceae* i *Gramineae* spadają do kilku procent. Próbki N i R charakteryzują się spadkiem krzywej AP i podniesieniem się krzywej *Artemisia* i *Juniperus*. Spekttra pyłkowe próbek A i B dają obraz tundry krzewiastej. Na badanym obszarze panowała wówczas roślinność zbiorowisk otwartych, ale z większym udziałem światłożądnych krzewów, głównie *Juniperus*. Pojawiły się rośliny wodne pływające z rodzaju *Potamogeton* i *Myriophyllum spicatum*, świadczące o kształtowaniu się zbiornika wodnego. Następnie na przyległy teren wkracza sosna, co wyraża się w diagramie wzrostem jej krzywej (próbki D i F). Siedliska



Rys. 3. Diagram pyłkowy ze zbiornika I
1 – osady węglanowe, 2 – torf, 3 – ilości ziaren pyłku w procentach i promiach; AP – drzewa i krzewy, NAP – rośliny;

Fig. 3. Pollen diagram from lake I
1 – calcareous deposits, 2 – peat, 3 – percent and promile of pollen grains; AP – trees and shrubs, NAP – herbs



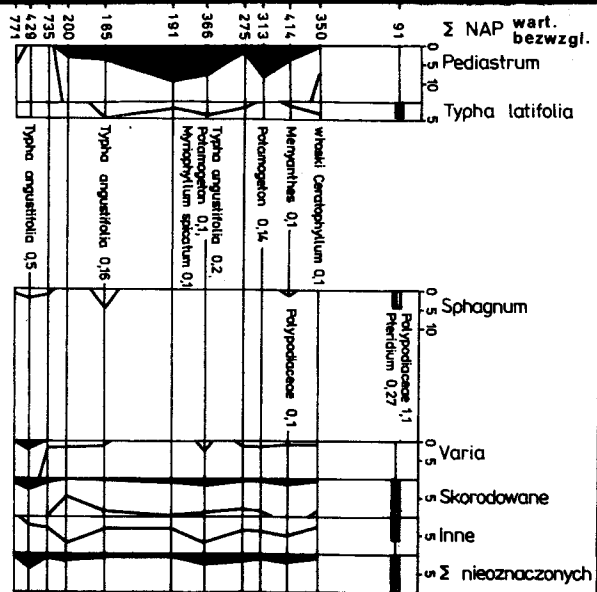


Rys. 4. Diagram pyłkowy ze zbiornika III

Fig. 4. Pollen diagram from lake III

1 – osady węglanowe, 2 – piasek, 3 – torf, 4 – ilości ziaren pyłku w procentach i promiach; AP – drzewa i krzewy, NAP –

1 – calcareous deposits, 2 – sand, 3 – peat, 4 – percent and promile of pollen grains; AP – trees and shrubs, NAP –



zajmowane dotychczas przez rokitnik wypierane są przez las sosnowo-brzozowy. Kolejne stadium to ponowne rozrzedzenie zbiorowisk roślinnych (próbki N i R) i wzrost udziału roślin światłożądnych.

Próbka Z ze stropowej warstwy węglanów i próbka „t” z torfu są już zapewne holoceni. Świadczy o tym zarówno wysoki udział pyłku drzew i krzewów, jak i występowanie wśród nich pyłku *Ulmus* (1,5%). Jest to początkowy okres holocenu, najprawdopodobniej okres preborealny.

Zagłębienie III

Położenie miejsca poboru prób do analizy w obrębie zagłębienia określone jest na rys. 1. Sytuacja geologiczna osadów przedstawionych na profilu litologicznym z pobranymi próbkami (rys. 4) opisana jest dokładniej w pracy J. Goździka i K. Koneckiej-Betley (1992) na rys. 3. Z osadów tego zbiornika wykonano analizę spągowej warstwy torfu (próbki 1–3), leżącej bezpośrednio nad nimi warstwy węglanów miąższości około 50 cm (próbki 4–15) i pokrywającego węglany torfu z domieszką piasku (próbki 16–25).

Próbki 1–3 charakteryzują się niskim udziałem pyłku AP (średnio 32,2%), w tym głównie sosny i brzozy. Obecny jest pyłek *Artemisia*, *Helianthemum* i *Hippophaë*. Zmianie utworów z torfu na osad węglanowy towarzyszy zmiana obrazu palinologicznego kolejnych prób. W próbkach 4, 6 i 10 wzrasta dość gwałtownie ilość pyłku drzew i krzewów (maksimum 86,0%), wśród których dominującą rolę odgrywa pyłek sosny (maksimum 49,1%). Krzywa brzozy waha się od 23,6 do 31,4%. Próbki 12, 15, 16, 18 i 20 charakteryzują się spadkiem krzywej AP i nieznacznym podniesieniem się krzywej *Juniperus*.

Rozwój zbiorowisk roślinnych wokół zbiornika III przebiegał od otwartych zbiorowisk tundry krzewiastej (próbki 1–3) do lasu brzozowo-sosnowego (próbki 4, 6, 10). Nie jest to jednak cykl zamknięty. Brak jest wyraźnych dowodów na to, że w górnej części profilu następuje rozluźnienie zbiorowisk leśnych. W diagramie obserwuje się wyłącznie spadek krzywej pyłku AP, któremu nie towarzyszy wzrost udziału pyłku roślin światłożądnych.

Próbka 25 jest próbką holoceni. Potwierdza to wysoka krzywa AP (powyżej 90%) i udział pyłku drzew ciepłolubnych, takich jak *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*. Obecność pyłku *Tilia*, *Quercus* i *Viscum* wskazuje na to, że próbka ta reprezentuje okres atlantycki.

PRÓBA DATOWANIA OSADÓW WĘGLANOWYCH Z BŁCHATOWA

Diagram pyłkowy z osadów węglanowych ze zbiornika I wykazuje duże podobieństwo do diagramów pyłkowych z osadów węglanowych z Jeziora Jeziwickiego (Tobolski 1972), Ośna i Pomorska (Nowaczyk, Tobolski 1979, 1980). Jak podaje K. Tobolski (1972, 1979, 1980), akumulacja osadów węglanowych w wyżej wymienionych stanowiskach miała miejsce

w allerödzie. Wydaje się, że większa część osadów węglanowych w zbiorniku I w Bełchatowie powstała również w okresie allerödu, w jego fazie sosnowo-brzozowej (próbki D i L). Brak w diagramie pyłkowym fazy brzozowo-sosnowej w allerödzie nie świadczy o wyłącznie sosnowym charakterze tego okresu na badanym terenie. Jak wspomniano, odległości między próbami były dość duże (około 20 cm) i nie można wykluczyć, że po zagęszczeniu prób dałoby się tę fazę uchwycić. Początek akumulacji węglanów w tym zagłębieniu miał jednak miejsce w warunkach klimatycznych nieco surowszych. Przypada on bowiem na okres starszego dryasu (próbki A i B). Akumulacja węglanów zachodziła jeszcze w okresie młodszego dryasu (próbki N i R), a ustała na początku holocenu.

Większe trudności interpretacyjne stwarza diagram pyłkowy z osadów ze zbiornika III. Diagram ten różni się od poprzedniego niższym udziałem pyłku AP i pyłku *Juniperus*, wyższą natomiast krzywą *Artemisia* oraz stałą prawie obecnością pojedynczych ziaren pyłkowych *Betula cf. nana*. Gwałtownemu wzrostowi krzywej AP w próbce 4 i spadkowi krzywej *Cyperaceae* towarzyszy zmiana osadu z torfu na osad węglanowy. W wyniku zalania torfowiska wodą uległy zapewne ograniczeniu siedliska zajmowane wcześniej przez *Cyperaceae*. Możliwe więc, że zmiany w diagramie pyłkowym są odzwierciedleniem zmian siedliskowych, a nie klimatycznych. Są to bowiem głównie zmiany ilościowe, nie zaś jakościowe. Leżący pod osadami węglanowymi torf datowany był na $12\,710 \pm 130$ BP. Powstał on zatem, podobnie jak torf leżący pod węglanami w zbiorniku I, w okresie najstarszego dryasu (Śröder 1977). Leżący nad nim osad węglanowy powinien reprezentować okres böllingu. W literaturze znane są stanowiska, w których bölling ma sosnowy charakter (Tobolski 1966, Krajewski, Balwierz 1984). Interstadiał bölling o znacznej przewadze sosny wydzieliła również K. Wasylikowa (1964) w profilu z Nartu z Puszczy Kampinoskiej, opracowanym przez Z. Borówkę-Dłużakową (1961). Mimo podobnej sukcesji roślinnej, diagram pyłkowy z osadów ze zbiornika III wykazuje pewne odrębności w porównaniu z diagramem pyłkowym z osadów ze zbiornika I. Brak jednak przekonujących dowodów, które pozwoliłyby datować osady ze zbiornika III w allerödzie lub böllingu. Problem ściślejszego datowania osadów ze zbiornika III pozostaje więc nie rozstrzygnięty. Wiadomo jedynie, że ich akumulacja zakończyła się jeszcze w późnym glacie.

W obydwu zbiornikach w Bełchatowie akumulacja materiału organicznego rozpoczyna się od akumulacji torfu. Powstał on w warunkach lądowych, z tym, że w zagłębieniu III – w podmokłych. Dopiero nad torfem pojawia się osad, którego akumulacja związana jest z istnieniem zbiorników wodnych. Tego rodzaju zjawisko, gdy akumulacja osadów z zawartością węglanów zachodząca w środowisku wodnym poprzedzona jest akumulacją torfów powstających w miejscach, gdzie w podłożu były zagrzebane bryły martwego

lodu, spotykane jest na stanowiskach z obszaru ostatniego zlodowacenia (Balwierz, Żurek 1987, Nowaczyk, Tobolski 1979, 1980, Noryśkiewicz 1982, Pawlikowski i in. 1982, Ralska-Jasiewiczowa 1987, Tobolski 1977). Geneza zbiorników w Bełchatowie jest podobna do sposobu powstawania wspomnianych wyżej jezior. Nieco inaczej przedstawia się sprawa korelacji wiekowej osadów jeziornych. W Jeziorze Maliszewskim (Balwierz, Żurek 1987), Jeziorze Mikołajskim (Ralska-Jasiewiczowa 1966), Jeziorze Steklin (Noryśkiewicz 1982) akumulacja torfu przebiegała w allerödzie, a dopiero u jego schyłku zachodziła depozycja osadów jeziornych, często węglanowych, w pogłębiającym się zbiorniku.

Torf w obydwu zagłębieniach w Bełchatowie, jak to wykazały daty uzyskane metodą radiowęglową, powstał w okresie najstarszego dryasu (Śröder 1977). Wyniki analizy palinologicznej nie wykazują sprzeczności z charakterem szaty roślinnej przypisywanej temu okresowi na podstawie badań paleobotanicznych (Wasylkowa 1964). Można sądzić, że akumulacja węglanów w zbiornikach w Bełchatowie rozpoczęła się wcześniej niż w jeziorach z obszaru ostatniego zlodowacenia, gdyż w zagłębieniu III najprawdopodobniej już w böllingu, a w zagłębieniu I – w starszym dryasie. W jeziorach z obszaru ostatniego zlodowacenia (Balwierz, Żurek 1987, Nowaczyk, Tobolski 1979, 1980, Noryśkiewicz 1982, Pawlikowski i in. 1982, Ralska-Jasiewiczowa 1966, Tobolski 1972) początek akumulacji osadów jeziornych miał miejsce nieco później.

WNIOSKI

1. Późnovistuliańskie osady węglanowe powstały w obrębie zagłębień bezodpływowych, utworzonych w wyniku procesów termokrasowych. Za taką genezą zagłębień przemawia fakt, iż zagłębienia rozwinęły się tylko w takich miejscach, gdzie w podłożu występują fluwialne osady plenivistuliańskie mułowo-piaszczyste, o miąższości z reguły kilkunastu metrów, tworzone w warunkach tundrowych. Przez porównanie z analogicznymi osadami ze współczesnej sfery tundrowej można wnosić, że osady plenivistuliańskie były bogate w lód i potencjalnie podatne były na rozwój zjawisk termokrasowych.

2. Badania palynologiczne wykazują, że początkowo sedimentacja biogeniczna w zagłębieniach przebiegała w warunkach podmokłych, lecz bez stałego zbiornika wodnego i tworzyły się wówczas torfy. Dopiero później powstawały głębsze zbiorniki umożliwiające stałe utrzymywanie się wód i wtedy zachodziła akumulacja węglanów. Analogiczna jest kolejność zdarzeń zapisanych w zbiornikach jeziornych utworzonych w wyniku krasu termicznego na obszarze ostatniego zlodowacenia.

3. Osady węglanowe spoczywają na pokrywach eolicznych i akumulowane były po pełnym wykształceniu się tych pokryw. Można także sądzić, że osady węglanowe tworzyły się już po ustabilizowaniu wydmy.

4. Tworzenie osadów organicznych w obydwu zagłębieniach rozpoczęło się synchronicznie – powstały osady torfowe w okresie najstarszego dryasu (Śröder 1977). Natomiast akumulacja osadów węglanowych w zagłębieniach I i III najprawdopodobniej nie przebiegała równocześnie. W zbiorniku I osady węglanowe zaczęły powstawać w starszym dryasie, ich depozycja trwała w allerödzie i młodszym dryasie, a zakończyła się na początku holocenu, kiedy to zbiornik zaczął zarastać. Zbiornik III pojawił się po okresie najstarszego dryasu, najprawdopodobniej w böllingu, i był płytszy niż zbiornik I. Akumulacja węglanów trwała w nim krócej i zakończyła się jeszcze w późnym glacjale.

LITERATURA

- Aleksandrowicz S. W., 1987, *Mięczaki późnoglacialnych osadów jeziornych z Belchatowa*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa, II Sympozjum*, Wrocław-Warszawa.
- Balwierz Z., Żurek S., 1987, *The Late – Glacial and Holocene vegetational history and paleohydrological changes at the Wizna site (Podlasie Lowland)*. *Acta Palaeobot.*, XXVII, 1.
- Baraniecka M. D., 1982, *Stanowiska środkowego vistulianu w rejonie Belchatowa*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa, I Sympozjum*. Wrocław-Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1987, *Podstawy stratygrafii plejstocenu kopalni Belchatów*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa, II Sympozjum*. Wrocław-Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1961, *Historia flory Puszczy Kampinoskiej w późnym glacjale i holocenie*. *Przegl. Geogr.*, 33.
- Chrucki S. F., 1989, *Srednesibirskij rajon*. [W:] A. I. Popov (red.) *Regionalnaja kriolitologija*, Izd. Mosk. Univ., Moskwa.
- Dylik J., 1967, *Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej*. [W:] *Czwartorzęd Polski*. Warszawa.
- Erdtman G., 1943, *An introduction to Pollen Analysis*. Mass., Verdoorn.
- Faegri K., Iversen J., 1964, *Textbook of Pollen Analysis*. Copenhagen.
- French H. M., Goździk J. S., 1988, *Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatów, Poland*. *Canad. J. Earth Sci.*, 25, 12.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*. *Acta Geogr. Lodz.*, 24.
- Goździk J., 1980, *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”*. *Stud. Reg.*, 4, 9.
- Goździk J., 1986, *Czwartorzęd w rejonie kopalni węgla brunatnego Belchatów*. [W:] *II Zjazd Geografów Polskich. Przewodnik wycieczek*. Wyd. UŁ, Łódź.

- Goździk J., 1990, *Études des fentes de gel en Pologne Centrale*. [W:] *Colloque polono-français: Rôle de la morphogenèse périglaciaire sur la Plateau de Łódź (Pologne Centrale)*, 29 V–2 VI 1990. Łódź.
- Goździk J., 1991, *Sedimentological record of aeolian processes from Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Latevistulian in Central Poland*. [W:] S. Kozarski (ed.) *Late Vistulian (=Weichselian) and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe*. Z. f. Geomorph., N. F., Suppl., 90.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1987, *Osady węglanowe w stropie utworów vistuliańskich w kopalni Belchatów*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa, II Sympozjum*. Wrocław-Warszawa.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1992, *Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni „Belchatów”*. Cz. 1. *Geneza i stratygrafia*. Cz. 2. *Skład chemiczny i mineralogiczny*. Roczn. Gleboznawcze, 43, 3–4.
- Klatkowska H., 1965, *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 19.
- Krajewski K., Balwierz Z., 1984, *Stanowisko Böllingu w osadach wydmych schyłku Vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia*. Acta Geogr. Lodz., 50.
- Krzyszowski D., 1991, *Vistulian fluvial sedimentation near Belchatów, Central Poland*. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39, 3.
- Manikowska B., 1990, *État des études des processus éoliens dans la région de Łódź (Pologne Centrale)*. [W:] *Colloque polono-français: Rôle de la morphogenèse périglaciaire sur le Plateau de Łódź (Pologne Centrale)*, 29 V–2 VI 1990. Łódź.
- Manikowska B., Balwierz Z., 1987, *Analiza vistuliańskiego wypełnienia suchej doliny w północnej części odkrywki kopalni „Belchatów”*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa, II Sympozjum*. Wrocław-Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 1982, *Lake Steklin – A reference site for the Dobrzyń – Chełmno Lake District, N Poland – report on palaeoecological studies for the IGCP – project No. 158 B*. Acta Palaeobot., XXII, 1.
- Nowaczyk B., Tobolski K., 1979, *Geneza i wiek rynien glacialnych i wypełniających je osadów biogenicznych w Wilczu i Pomorsku*. [W:] *Kreda jeziorna i gytie – materiały konferencji naukowo-technicznej*. Lubniewice-Gorzów Wlkp.
- Nowaczyk B., Tobolski K., 1980, *W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym*. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. A, 33.
- Pawlikowski M., Ralska-Jasiewiczowa M., Schönborn W., Stupnicka E., Szeroczyńska K., 1982, *Woryty near Gietrzwałd, Olsztyn Lake District, NE Poland – Vegetational history and lake development during the last 12 000 years*. Acta Palaeobot. XXII, 1.
- Popov A. I., Rozenbaum G. E., Tumel N. V., 1985, *Kriolitologia*. Izd. Mosk. Univ., Moskwa.
- Popov A. I., Tumel N. V., 1989, *Tajmyrskij rajon*. [W:] A. I. Popov (red.). *Regionalnaja kriolitologia*, Izd. Mosk. Univ., Moskwa.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań pleobotanicznych*. Acta Palaeobot., VII, 2.
- Špolinskaja N. A., 1989, *Zapadnosibirskij rajon*. [W:] A. I. Popov (red.). *Regionalnaja kriolitologia*, Izd. Mosk. Univ., Moskwa.
- Śröder A., 1977, *Roślinność Polski w czwartorzędzie*. [W:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.) *Szata roślinna Polski*. T. I. PWN, Warszawa.
- Tobolski K., 1966, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmy w dolinie środkowej Prosnicy*. Pr. Kom. Biol. Pozn. TPN, 32, 1.

- Tobolski K., 1972, *Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej*. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. B, 25.
- Tobolski K., 1977, *Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej*. Część II. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. A, 30.
- Wasylikowa K., 1964. *Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy*. Biul. Perygl., 13.

Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska
Uniwersytetu Łódzkiego

Artykuł złożono do druku w 1992 r.

SUMMARY

The calcareous deposits in the upper part of Quaternary-age sediments were found in the Bełchatów mine. These deposits were accumulated in closed depressions. All these depressions are located in Świętojanka valley and tributary valleys (Fig. 1). The geological structure, chemical and mineral composition of calcareous deposits have been discussed elsewhere (Goździk, Konecka-Betley 1992). In the present paper, the results of pollen analysis and more detailed field investigations of relationship between the calcareous deposits and neighbouring sediments are presented.

The closed depressions were developed only the where Plenivistulian-age thick series of fluvial silty-sandy sediments occur. Numerous syngenetic ice wedge casts were found in these sediments (French, Goździk 1988). Pollen analysis of organic layers included in the silty-sandy sediments and fossil beetles from one such layer, indicate a tundra depositional environment. Similar sediments from such present-day environments are always ice-rich and susceptible to thermokarst processes. It is very possible that Plenivistulian-age fluvial sediments from Bełchatów were the same. Later, when thermokarst processes had been developed, the closed depressions were formed in places with a higher ice concentration.

There is other evidence which supports a supposition about the important rôle of thermokarst processes. The ^{14}C dates of the beginning of the formation of the closed depressions with standing water and the period of calcareous accumulation in Świętojanka valley established by pollen analysis, are similar to analogical deposits in typical thermokarst depressions in the area of the last glaciation in northern Poland.

Calcareous deposits were found always to lie on aeolian cover sands, and were never invaded by dunes. This shows that calcareous deposition began after cover formation and perhaps after dune stabilization.

Organic sediments from two ancient lakes I and III (Fig. 1) were analyzed by the palynological method. Calcareous deposits and two layers of peat situated above and below them were analysed. Results of this analysis are shown on Fig. 3 for lake I and Fig. 4 for lake III.

Radiocarbon dates of peats from the lower levels of organic material of two lakes are similar – $12\,540 \pm 120$ BP, GD-1875 (lake I) and $12\,710 \pm 130$ BP, GD-5031 (lake III). Results of pollen analysis of both peat layers indicate that during their accumulation the vegetational landscape had a character of a treeless tundra without traces of lacustrine plants. This vegetation was developed under subarctic climatic conditions.

The pollen analysis shows that after the peat accumulation the development of the lakes and calcareous material deposition began. This deposition in lake I started during Older Dryas time. It lasted throughout Alleröd and Younger Dryas time and finished at the beginning of the Holocene. Pollen diagrams of calcareous sediments from lakes I and III show many similarities, but there are some differences. These differences may indicate colder conditions during the accumulation of calcareous material in lake III-characteristic for Bölling period. An alternative interpretation of these differences is habitat rather than climatic.

In the smaller lake III accumulation finished earlier than in lake I, that is at the end of Latevistulian.