

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN – POLONIA

VOL. XLVIII, 1

SECTIO B

1993

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

Krystyna BAŁAGA, Radosław DOBROWOLSKI, Jan RODZIK

**Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku
Narodowego i jego strefy ochronnej**

**Paleogeographic Conditions of the Development of Lakes and Mires of the Polesie National Park and Its
Protection Zone**

WSTĘP

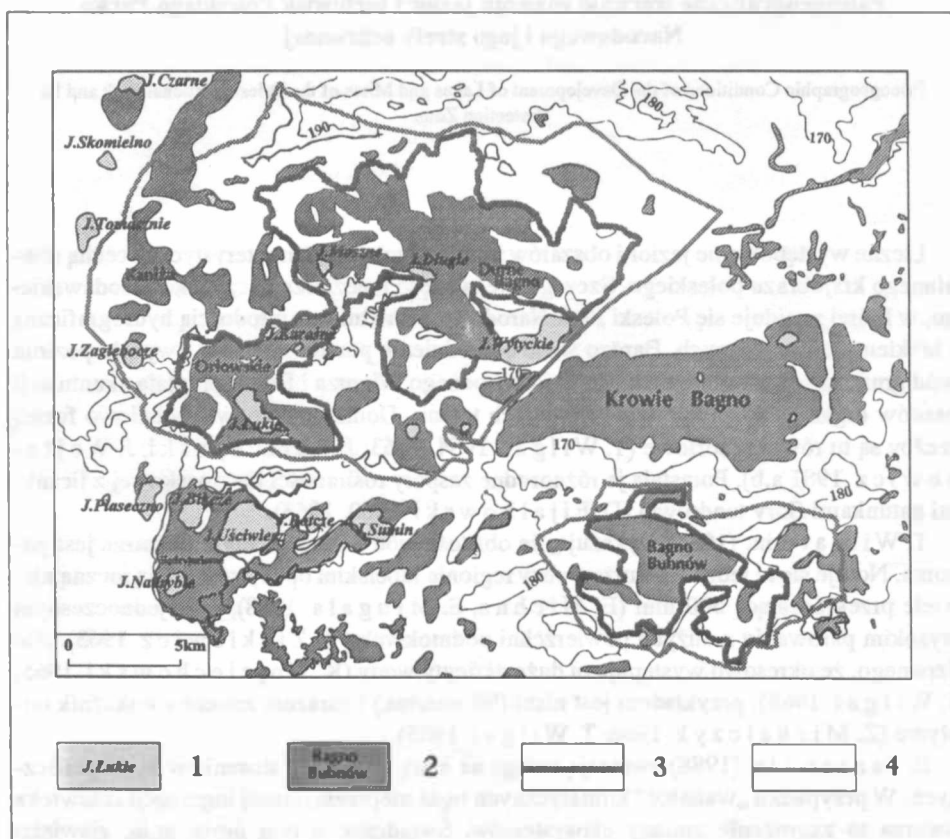
Liczne występowanie jezior i obszarów podmokłych jest charakterystyczną cechą równinnego krajobrazu poleskiego. Szczególnie ta część Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, w której znajduje się Poleski Park Narodowy, wyróżnia się młodością hydrograficzną i brakiem dolin rzecznych. Bardzo słabe odwodnienie powierzchniowe i wysoki poziom wód gruntowych w strefie niskiego działu wodnego Wieprza i Bugu sprzyjają akumulacji osadów organogenicznych w zagłębieniach terenu. Dominującą powierzchniowo formą rzeźby są tu równiny torfowe (T. Wilgat 1954, 1963; J. Buraczyński, J. Wojtano wicz 1981 a,b). Porastają je różnorodne zespoły roślinności torfowiskowej z licznymi gatunkami flory tundrowej (D. Fijałkowski 1960, 1963).

T. Wilgat i in. (1984) wykazują, że obfitość wód na omawianym obszarze jest pozorna. Notuje się tu jedne z najniższych w regionie lubelskim opady ze średnią roczną niewiele przekraczającą 500 mm (E. Michna, S. Mrugała 1988), przy jednoczesnym wysokim parowaniu z dużych powierzchni podmokłych (W. Zinkiewicz 1963). Nic dziwnego, że okresowo występują tu duże deficyty wody (K. Wojciechowski 1965; T. Wilgat 1968); przykładem jest niski (90 mm/rok) i zarazem zmienny wskaźnik odpływu (Z. Michalczyk 1986; T. Wilgat 1986).

B. Janiec i in. (1988) zwracają uwagę na małą stabilność stosunków hydrograficznych. W przypadku „wahnięć” klimatycznych bądź nieprzemyślanej ingerencji człowieka stwarza to zagrożenie zmiany ekosystemów. Świadczyć o tym może m.in. zjawisko zmniejszania się w ostatnich kilku latach powierzchni niektórych jezior. Największe zagrożenie dla środowiska przyrodniczego tego obszaru stanowią: przebiegający w pobliżu Kanał Wieprz-Krzna wraz z nie zawsze sprawnie funkcjonującym systemem melioracyjnym oraz Lubelskie Zagłębienie Węglowe.

Dla ochrony unikatowych walorów poleskiego krajobrazu utworzono w 1990 roku Poleski Park Narodowy (obejmujący powierzchnię 4813,35 ha, głównie torfowisk i bagien; aktualnie jego obszar wynosi 9647,73 ha).

Torfowiska zajmują znaczny procent powierzchni Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej (ryc. 1); wypełniają dna rozległych kotlinowatych obniżień o złożonej genezie. Niejednokrotnie w obrębie tych samych obniżień występują również misy jeziorne, zaś w dnach wszystkich większych torfowisk pod torfem zalega gytia. W tym kontekście, zagadnienie genezy i rozwoju torfowisk należy więc rozpatrywać łącznie z ewolucją jezior na tym terenie.

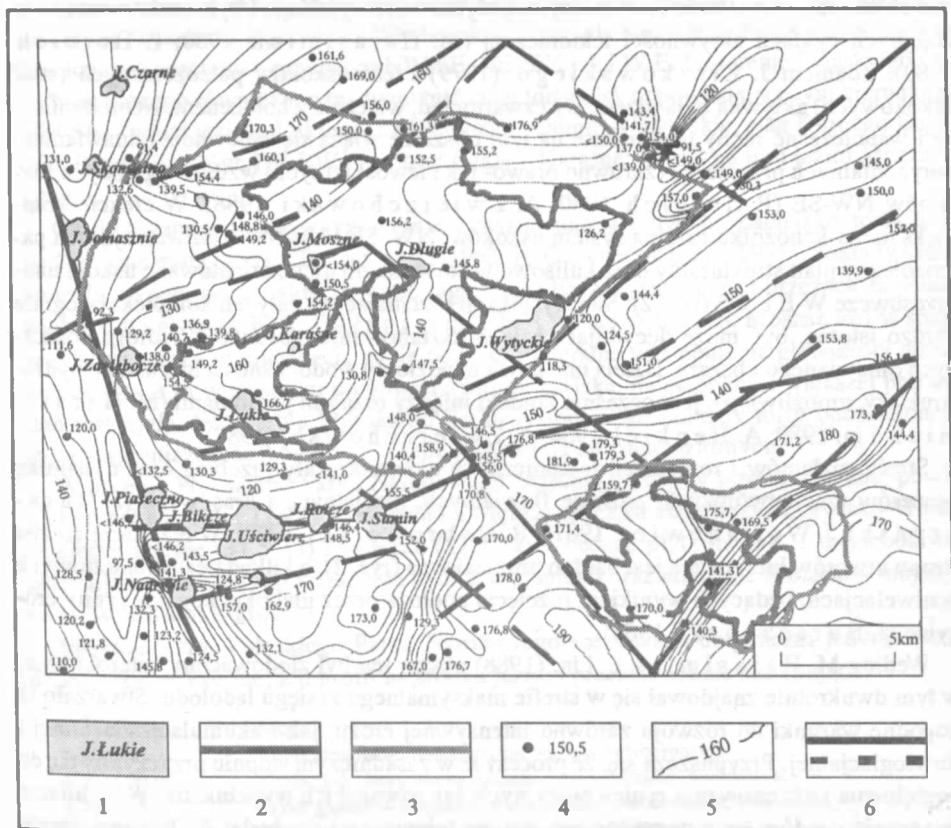


Ryc. 1. Rozmieszczenie jezior i torfowisk w Poleskim Parku Narodowym i jego strefie ochronnej: 1 – jeziora; 2 – torfowiska; 3 – granica Parku; 4 – granica strefy ochronnej Parku

Distribution of lakes and mires in the Polesie National Park and its protection zone: 1 – lakes; 2 – mires; 3 – boundary of the PNP; 4 – boundary of protection zone of the PNP

ROZWÓJ ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO DO SCHYŁKU PLEJSTOCENU

Omawiany obszar leży w brzeżnej strefie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Na podłożu krystalicznym zalega tu kompleks morskich utworów paleozoiku i mezozoiku wykształcony w dwu głównych formacjach liczących po kilkaset metrów miąższości. Dolną stanowią karbońskie iłowce, mułowce i piaskowce z serią węglonośną, a górą skały wieku kredowego – wykształcone głównie w facji węglanowej. W stropie zalegają podatne na korozję krasową gómkredowe (mastrycht) margle i kreda pizująca (L.



Ryc. 2. Rzeźba stropu utworów gómkredowych oraz przebieg uskokuw tektonicznych w kompleksie mezo-kenozoicznym (wg J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza 1981b, 1982b; A. Henkla 1988, uzupełniona): 1 – jeziora; 2 – granica Parku; 3 – granica strefy ochronnej Parku; 4 – wiercenia geologiczne (rzędna stropu górnej kredy); 5 – izohipsy stropu utworów górnej kredy; 6 – uskoki tektoniczne kompleksu mezo-kenozoicznego (stwierdzone i przypuszczalne)

Relief of the Upper Cretaceous surface and tectonic fault directions in Meso-Cainozoic complex (after J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1981b, 1982b; A. Henkiel 1988, supplemented): 1 – lakes; 2 – boundary of the PPN; 3 – boundary of protection zone of the PPN; 4 – geologic borings (ordinate of the Upper Cretaceous surface); 5 – isolines of the surface of the Upper Cretaceous; 6 – tectonic faults of the Meso-Cainozoic complex (found and presumed)

Miłaczewski, A. M. Żelichowski 1970; K. Wyrwicka 1977; A. Krassowska, T. Niemczycka 1984). Na znacznej części obszaru występują one bezpośrednio w podłożu osadów czwartorzędowych, a miejscami (Wola Wereszczyńska, Garbatówka, Andrzejów) odsłaniają się na powierzchni (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1981a, b).

Plan strukturalny głębokiego podłoża (proto-paleozoiku) ma charakter kratowy. Tworzą go rozgraniczone uskokami NW-SE i NE-SW bloki o różnej wielkości i stopniu wydzwignięcia (J. Porzycki 1976; A. M. Żelichowski 1984). Zasadniczo zostały one ukształtowane w fazie bretońskiej megacyklu waryscyjskiego i były reaktywowane w kolejnych cyklach aktywności tektonicznej (M. Harasimiuk 1980; P. Herbich 1980). Zdaniem J. Liszkowskiego (1979) część uskoków paleozoicznych (stref uskokowych) aktywna była przez cały czwartorzęd, włącznie z holocenem. Neotektoniczne i współczesne ruchy tektoniczne na tym obszarze wiążą się zapewne z odnawianiem horyzontalnych przesunięć (zarówno prawo- jak i lewoskrętnych) wzdłuż wgłębnych rozłamów NW-SE (P. Herbich 1980; A. Zwierzchowski 1988). W efekcie kompleks mezo-kenozoiku rozcina system uskoków: NW-SE i NE-SW – odtwarzających paleozoiczny plan strukturalny oraz kulisowo w stosunku do nich zorientowane uskoki nadprzesuwcze W-E i N-S (ryc. 2). Sieć dyslokacji rozcinających cały ten kompleks odegrała bardzo istotną, być może decydującą rolę w kształtowaniu stosunków hydrogeologicznych omawianego obszaru. Dzielą one bowiem poziomy wodonośne na niezależne hydrostruktury, umożliwiając jednocześnie kontakt między różnymi poziomami (M. Harasimiuk i in. 1980; A. Henkiel 1984; A. Zwierzchowski 1989).

Strefy rozłamów i rozluźnień tektonicznych ukierunkowały przebieg oraz dynamikę procesów rzeźbotwórczych, głównie fluwialnych, glacialnych i krasowych (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1981a; R. Dobrowolski 1990). W rezultacie rzeźba stropu utworów kredowych jest bardzo urozmaicona (ryc. 2), o kilkudziesięciometrowych deniwelacjach, będących wynikiem rozcięcia podłoża przez głębokie kopalne rynny erozyjne (J. Buraczyński 1988).

Według M. Harasimiuka i in. (1988) obszar ten był zlodowacony czterokrotnie, w tym dwukrotnie znajdował się w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu. Stwarzało to dogodne warunki do rozwoju zarówno intensywnej erozji, jak i akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej. Przypuszcza się, że procesy te w zasadniczym stopniu przyczyniły się do pogłębienia i uformowania rynien erozyjnych, jak również ich wypełnienia. W rezultacie miąższość osadów czwartorzędowych jest zróżnicowana i dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Stanowią je różnej genezy gliny, piaski, mułki i ropy. Obok akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej duży udział mają osady rzeczne i jeziorne (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1981a, b; J. Wojtanowicz 1988).

Pod względem dynamiki procesów morfotwórczych decydujące znaczenie odegrało ostatnie na tym obszarze zlodowacenie Odry; pozostała po nim urozmaicona rzeźba strefy marginalnej z dominacją piaszczystych form fluwioglacjalnych (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1983). Młodoglacjalna rzeźba została złagodzona przez młodoplejstoceńską denudację, dlatego mimo zróżnicowania form obszar ten charakteryzuje się monotonią ukształtowania powierzchni. Po wypełnieniu zagłębień przez holoceniską akumula-

cję organogeniczną deniwelacje na terenie Poleskiego Parku Narodowego nie przekraczają kilku metrów. Bardziej szczegółowa charakterystyka budowy geologicznej i rzeźby tego obszaru przedstawiona została przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1981, 1982, 1983).

PÓZNOPIJLSTOCENSKIE I HOLOCENSKIE OSADY ORGANOGENICZNE

Rozmieszczenie młodych osadów organogenicznych wypełniających obniżenia terenu na całym Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim wyraźnie nawiązuje do głównych linii tektonicznych zarówno o przebiegu NW-SE, NE-SW, jak i W-E. Na terenie Poleskiego Parku Narodowego również można wyróżnić ciągi torfowisk odpowiadające tym kierunkom: NW-SE – w osi jeziora Łukiego, na linii jezior: Długie – Wytyckie, ciąg Durnego Bagna oraz Bagno Bubnów; NE-SW – jeziora: Łukie – Karaśne; W-E – na linii jezior Moszne – Długie.

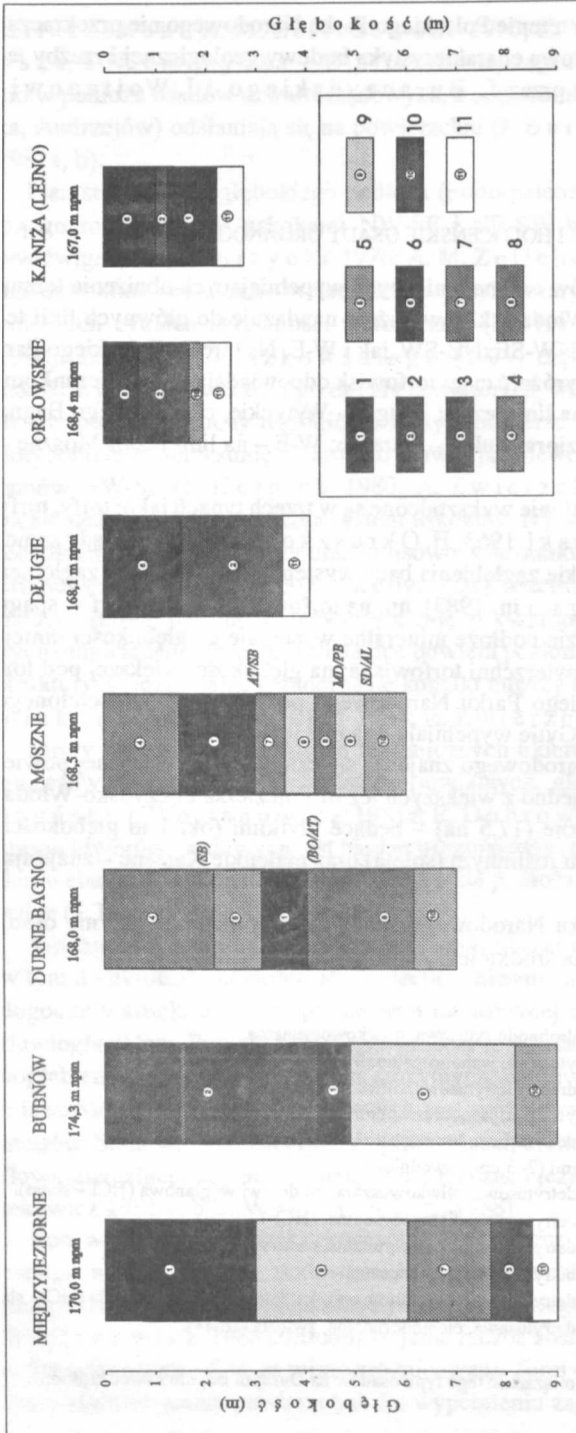
Osady organogeniczne w tym rejonie wykształcone są w trzech typach jako: torfy, torfy podścielone gytia i gytie (T. Churski 1963; H. Okruszko i in. 1971). Pokłady samego torfu wypełniają w całości płytkie zagłębienia bądź występują na obrzeżach zagłębień większych i głębszych (K. Bałaga i in. 1983), np. na torfowisku Moszne torf w spągu zagytony zalega w miejscach, gdzie podłoże mineralne występuje na głębokości mniejszej od 2,5–3 m w stosunku do powierzchni torfowiska; na głębokości większej pod torfem jest gytia. W obrębie Poleskiego Parku Narodowego pokłady torfu podścielonego gytia mają miąższość 2,5–8,5 m³. Gytie wypełniają dna mis jeziornych.

W obrębie Poleskiego Parku Narodowego znajdują się cztery jeziora o łącznej powierzchni 200 ha: Łukie (150,1 ha) – jedno z większych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego; Długie (31,5 ha) i Moszne (17,5 ha) – będące płytkimi (ok. 1 m głębokości) zbiornikami otoczonymi kożuchem roślinnym (spleją) oraz maleńkie Karaśne – znajdujące się w stadium zaniku.

Spośród jezior Poleskiego Parku Narodowego sondowano dotychczas jedynie osady denne jeziora Moszne; ich profil na środku jeziora przedstawia się następująco:

0,00–1,20 m	Woda.
1,20–4,40 m	Gytia glonowo-drobnodetrytusowa, oliwkowobrunatna.
4,40–4,70 m	Gytia grubodetrytusowa, jasnobrunatnooliwkowa, uwodniona.
4,70–4,85 m	Gytia glonowo-drobnodetrytusowa, oliwkowobrunatna, uwodniona.
4,85–5,08 m	Gytia grubodetrytusowa, jasnobrunatnooliwkowa, uwodniona.
5,08–5,30 m	Gytia glonowo-detrytusowa, brunatna z ciemniejszymi przewarstwieniami (2–3 cm), uwodniona.
5,30–5,85 m	Gytia glonowo-detrytusowa, oliwkowoszara, ku dołowi węglanowa (HCl – słabo).
5,85–6,00 m	Gytia glonowo-detrytusowa, ciemnobrunatna, (HCl-).
6,00–6,10 m	Gytia glonowo-detrytusowa, ciemnobrunatna, słabo zwięzła.
6,10–6,50 m	Gytia glonowo-detrytusowa, jasnobrunatna.
6,50–8,50 m	Gytia glonowo-detrytusowa, ciemnobrunatna, ku dołowi bardziej zwięzła (HCl+ słabo).
8,50–10,00 m	Gytia glonowo-detrytusowa, ciemnobrunatna, zwięzła (HCl+).

* T. Wilgat (1954) podaje maksymalną miąższość tego typu osadów na Durnym Bagnie nawet 11,8 m.



Ryc. 3. Profile litologiczno-stratygraficzne wybranych torfowisk Parku i jego strefy ochronnej: 1 – torf turzycowo-mszysty; 2 – torf turzycowo-trzciniowy; 3 – torf mszysty; 4 – torf sfagnowy; 5 – torf sfagnowy; 6 – torf turzycowo-sfagnowy; 7 – torf turzycowy; 8 – torf mszysty zagityony; 9 – gytia; 9 – gytia węglanowa; 10 – mulek; 11 – piasek. Oznaczenia literowe odnoszą się do głównych jednostek stratygraficznych późnego plejstocenu i holocenu: SD – starszy dryas; AL – Alleröd; MD – młodszy dryas; PB – preboreal; BO – boreal; AT – atlantyck; SB – subboreal

Lithologic-stratigraphic profiles of the selected mires in the PNP and its protection zone: 1 – sedge-moss peat; 2 – sedge-reed peat; 3 – moss peat; 4 – *Sphagnum* peat; 5 – sedge-*Sphagnum* peat; 6 – sedge peat; 7 – moss peat with gyttja; 8 – gyttja; 9 – carbonate gyttja; 10 – mud; 11 – sand. Letter symbols are related to the stratigraphic units of the Late Pleistocene and Holocene: SD – Older Dryas; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – Preboreal period; BO – Boreal period; AT – Atlantic period; SB – Subboreal period

10,00–10,50 m	Gytia glonowo-detrytusowa, ciemnobrunatna.
10,50–11,10 m	Torf mszysty, słabo rozłożony, jasnobrunatny.
11,10–11,15 m	Torf mszysty z mułkiem, ciemnoszary.
11,15–11,40 m	Mułek ciemnoszary z detrytusem roślinnym, w spągu lekko zapiaszczony (HCl+).
11,40–?	Piasek różnoziarnisty z pojedynczymi żwirikami skał północnych, popielatoszary.

Pod względem morfometrycznym wszystkie jeziora Parku zaliczone zostały przez T. Wilgata (1954) do grupy jezior o płaskich misach i niewielkim nachyleniu stoków. Prawdopodobnie miąższości oraz wykształcenie osadów w pozostałych jeziorach Parku są podobne jak w jeziorze Moszne. Jedyne w jeziorze Łukie miąższość osadów może być większa, porównywalna ze znajdującymi się w pobliżu jeziorami uściwierskimi (H. Okruszko i in. 1971).

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH TORFOWISK POLESKIEGO PARKU NARODOWEGO I JEGO STREFY OCHRONNEJ

Główne kompleksy torfowiskowe Parku to torfowiska: Durne Bagno, Bagno Bubnów, Orłowskie oraz torfowiska nad jeziorami Moszne i Długie; w strefie ochronnej Parku znajdują się ponadto: torfowisko międzyjeziorne (w rejonie jezior uściwierskich) i Kaniża (Lejno).

Wszystkie wymienione torfowiska badano w latach pięćdziesiątych w celu sporządzenia dokumentacji geologicznej złóż torfu (na zlecenie Urzędu Gospodarki Torfowej Ministerstwa Górnictwa i Energetyki). W większości przypadków są to dokumentacje wstępne (J. Bernat 1956; T. Churski 1958); jedynie dla torfowiska Bubnów istnieje opracowanie szczegółowe (J. Bernat 1955).

Durne Bagno

Torfowisko wysokiego typu kontynentalnego; zajmuje dość regularną misę o średnicy ok. 1 km i głębokości ok. 7 m (A. Paszewski, D. Fijałkowski 1970). Maksymalna miąższość osadów organogenicznych wynosi tu prawdopodobnie ponad 11 m (T. Wilgat 1954). Stratyfografię osadów przedstawiono na ryc. 3. W spągu występuje gytia o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 3 m, na niej zalega zróżnicowany gatunkowo, czterometrowy pokład torfu. Bezpośrednio na gytii występuje torf mszysto-turzykowy lub turzykowo-sfagnowy; wyżej leży torf sfagnowy. Powierzchnię torfowiska porasta rzadki las sosnowy z domieszką brzozy (A. Paszewski, D. Fijałkowski 1970).

Bubnów

Rozległe torfowisko niskie zaliczane do podtypu bagiennego. Dominują tu torfy trzcinowe i turzykowe, rzadziej zaś występują turzykowo-trzcinowe, drzewno-trzcinowe, trzcinowo-mszyste i sfagnowe niskie. Średnia miąższość złóż torfowych wynosi 2,2 m. Stratyfografię najbardziej miąższego i zróżnicowanego profilu przedstawiono na ryc. 3. Generalnie torf turzykowy występuje tu w warstwach stropowych, przykrywając torf trzcinowy; jego miąższość wynosi ok. 1 m. Torf trzcinowy buduje całkowicie złoże lub rzadziej, zalega pod torfem turzykowym; jego miąższość waha się od 1 do 2 m, średnio ok. 1,5 m.

Torf turzycowo-trzcinowy ma nieznaczną miąższość, maksymalnie do 0,75 m i występuje zwykle jako bezpośredni nadkład złóż gytii. Torfy drzewno-turzycowy i mszysto-turzycowy najczęściej występują pod torfem trzcinowym, zajmując od 0,25 do 0,75 m miąższości. Torf sfagnowy niski tworzy przewarstwienia między torfem trzcinowym a mszysto-turzycowym; jego miąższość nie przekracza 0,5 m (J. B e r n a t 1955).

Często pod złożami torfu w zagłębieniach podłoża zalega gytia lub torf zagytiony o miąższości nie przekraczającej 3-4 m (średnio ok. 1 m). Powierzchnia występowania gytii wynosi 232,61 ha. Konfiguracja podłoża mineralnego jest bardzo urozmaicona, podobnie jak w przypadku torfowisk: Dubeczno (S. N a k o n i e c z n y 1965) i Krowie Bagno (J. B u r a c z y Ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1982b). Występuje tu szereg lejkowatych zagłębień, o głębokości kilku metrów, łączących się niejednokrotnie w formy bardziej złożone; garby podłoża znajdują się w poziomie powierzchni torfowiska. Z tego powodu miąższość osadów organogenicznych jest bardzo zróżnicowana, maksymalnie ok. 8,5 m w SW części złoża. Podłoże mineralne stanowią piasek oraz ił (J. B e r n a t 1955).

Orłowskie

Torfowisko typu niskiego; miąższość pokładów torfowych waha się od ok. 1 m w części W i SW do ok. 5 m w części S – w pobliżu jeziora Łukie (średnio ok. 3 m) (ryc. 3). Cechą charakterystyczną jest występowanie w stropie torfu turzycowego, przy jednoczesnej dominacji w całym profilu pionowym torfu trzcinowego. Miejscami, w spagowych warstwach złoża, występuje dość znaczna domieszka drewna. Gytia detrytusowa i detrytusowo-wapienna zalega w zwartym pokładzie we wschodniej części torfowiska (T. C h u r s k i 1958).

Nad jeziorem Długie

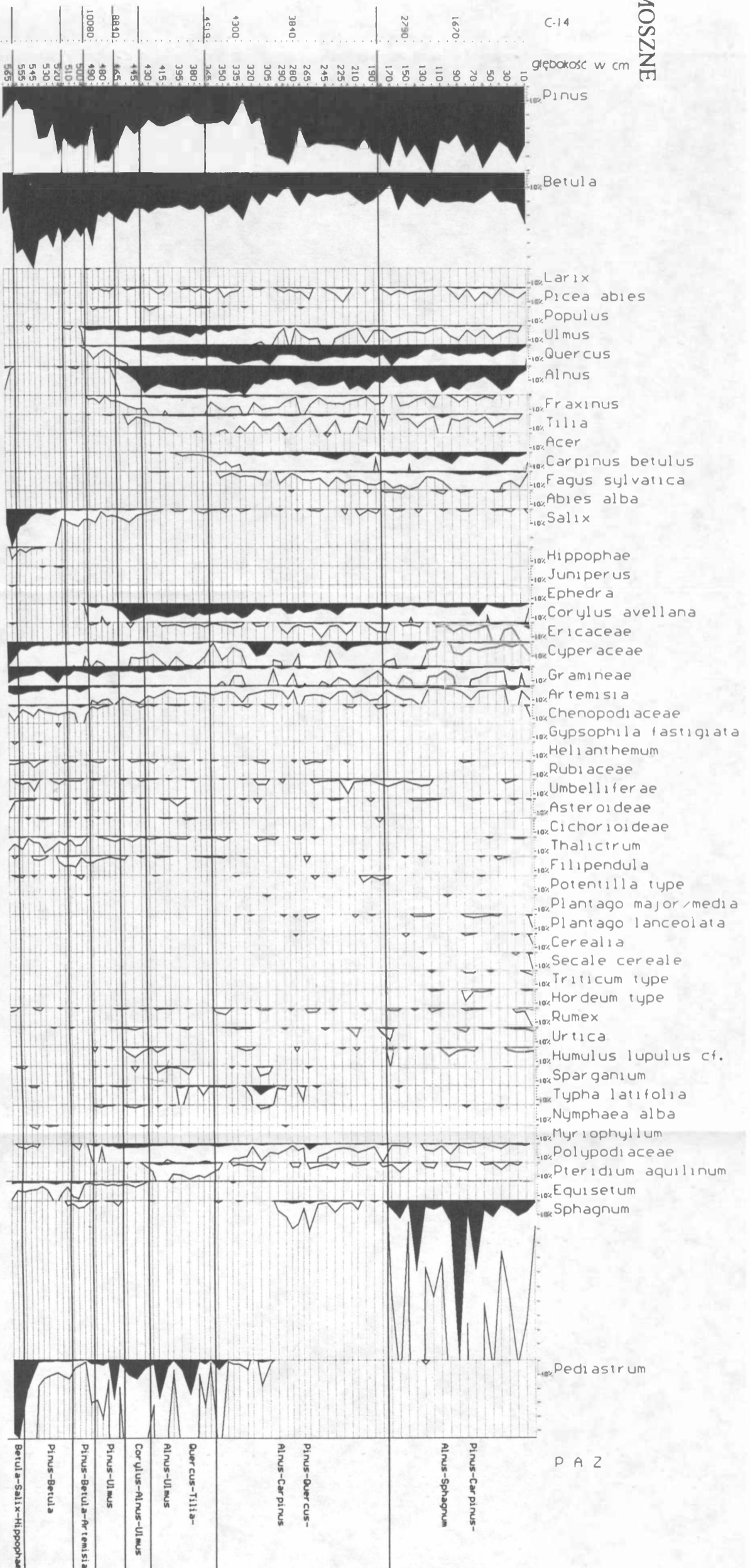
Rozległy kompleks torfowisk niskich oraz przejściowych (SE obrzeżenie jeziora) o zróżnicowanej miąższości i składzie gatunkowym złóż torfowych. W części N tego kompleksu (torfowisko Pociągi) w całym profilu pionowym złoża przeważają torfy turzycowe i turzycowo-trzcinowe. Miąższość ich waha się od ok. 1 m w partiach brzeżnych torfowiska do ponad 3 m w centralnej jego części. W rejonie Długiego (wiercenie ok. 300 m na N od jeziora) miąższość torfu wynosi 2,2 m. Pod torfem występuje gytia o miąższości do ok. 1,5 m (centralna część złoża); średnio ok. 0,5 m. Podłoże mineralne osadów organogenicznych stanowi ił oraz ił z piaskiem.

Wschodnia część kompleksu torfowego (torfowisko Zadołże) przylega bezpośrednio do jeziora Długiego, wkraczając na jego wody zwartym kożuchem roślinnym. Wykonano tu zaledwie jedno wiercenie geologiczne (ok. 150 m na SE od jeziora); jego profil litologiczny przedstawiono na ryc. 3. Pod torfami turzycowymi i turzycowo-trzcinowymi nie stwierdzono występowania gytii (J. B e r n a t 1955).

Nad jeziorem Moszne

Kompleks torfowisk, zróżnicowany pod względem typologicznym (torfowiska przejściowe, wysokie typu kontynentalnego, bór bagienny), otaczają ze wszystkich stron Moszne. Całe jezioro opasuje spleja o szerokości do 200 m, ze zbiorowiskami torfowisk przejściowych (D. F i j a ł k o w s k i 1960). Zasadniczą część złoża tworzą torfy turzycowo-mszyste, o średniej miąższości ok. 2,5 m. Pod torfem zalega stosunkowo zwarty, choć zróżnicowany pod wzglę-

C-14



Ryc. 4. Diagram palinologiczny z torfowiska Moszne. Wybrane taksony
Pollen diagram from the Moszne mire. Selected taxa

dem miąższości, pokład gytii detrytusowej i detrytusowo-glonowej (średnio 1,5–2 m). Miąższość tego typu osadów w dnie jeziora dochodzi nawet do 10 m. Mineralne podłoże osadów organogenicznych, o urozmaiconej rzeźbie, stanowią mułki piaszczyste oraz piaszki (T. Churski 1958; K. Bałaga i in. 1991, 1992, 1993, 1994).

Międzyjeziorne (Uściwierz–Nadrybie)

Miąższość pokładów torfowych wynosi tu najczęściej ok. 2 m. W niektórych zagłębieniach terenu złoża organogeniczne osiągają miąższość rzędu 6–9 m i wówczas zbudowane są z torfu podścielonego gytia. Występują więc tu dwa rodzaje złóż: pokłady zbudowane wyłącznie z torfów trzcinowo-turzycowych (w stopniu z przewagą turzyc w spągu trzciny) oraz zalegające na gytii torfy turzycowo-mszyste. Te ostatnie występują w pobliżu obecnych jezior. Największy ich obszar rozciąga się między jeziorem Nadrybie i Uściwierz. Miąższość warstw torfowych zalegających na gytii dochodzi do 3 m, zaś maksymalna miąższość gytii do 8 m. W niektórych miejscach (Nadrybie – Uściwierzek) gytia występuje już na głębokości 0,5 m. Dość powszechnym zjawiskiem jest występowanie niewielkiej warstwy torfu pod gytia na kontakcie z podłożem mineralnym (T. Churski 1958, H. Okruszko i in. 1971). Stratygrafię najbardziej reprezentacyjnego profilu przedstawia ryc. 3.

Kaniża (Lejno)

Torfowisko typu niskiego, mało zróżnicowane pod względem tworzących je gatunków torfu. W partii stropowej złoża przeważają torfy trzcinowe oraz turzycowe, w części środkowej występuje torf trzcinowy, zaś spąg tworzą z reguły pokłady trzcinowo-mszyste. Miąższość torfu waha się od ok. 0,5 m w części północnej złoża do ok. 3,0–3,5 m w części wschodniej i południowej (średnio ok. 2 m). Gytia pod utworami torfowymi występuje sporadycznie – jedynie w części południowej i nie przekracza 0,5 m. Jest to gytia detrytusowa. Podłoże mineralne torfowiska stanowią piaszki.

Na *Karcie Topograficznej Królestwa Polskiego* (tzw. *Mapie Kwatermistrzostwa*) z I połowy XIX w. obszar dzisiejszego torfowiska Kaniża zajmuje jezioro Lejno (Wielkie). Jego wody zostały spuszczone najprawdopodobniej w połowie XIX w., o czym wzmiankuje J. Rostworowski (1892). Zastanawiający jest w tym kontekście niemal zupełny brak osadów jeziornych w profilach wierceń i sondowań. Można to tłumaczyć małą ich liczbą oraz niezbyt trafną lokalizacją.

ZMIANY ROŚLINNOŚCI W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE

Szczegółowe badania, dające podstawę do interpretacji postglacjalnej sukcesji zbiorowisk roślinnych na obszarze Parku, prowadzone były jak dotąd w ograniczonym zakresie. Z terenu Parku jedynie torfowiska Durne Bagno i Moszne były opracowywane palinologicznie; różny jest jednak stopień ich szczegółowości. Profil Durne Bagno (D. Fijałkowski, A. Paszewski 1971) posiada jedynie bardzo uproszczony diagram pyłkowy, zawierający wyłącznie krzywe drzew. W konsekwencji, zmiany roślinności na badanym obszarze prześledzić można przede wszystkim na podstawie diagramu pyłkowego z profilu Moszne (ryc. 4).

Starszy dryas

Schyłek starszego dryasu, zarejestrowany w diagramie pyłkowym w profilu Moszne trzema próbkami, charakteryzują wysokie wartości pyłku roślin zielnych (NAP) i krzewów, dowodząc bezleśnej roślinności w okolicy jeziora Moszne. Formują się wtedy płytkie zbiorniki wodne. Osadami tego okresu są przeważnie mułki. Najbliższe okolice zbiorników wodnych porastały zarośla wierzbowo-brzozowe, o czym świadczy wysoka frekwencja gatunków *Salix* i *Betula*. Na miejscach suchych, piaszczystych dominowała roślinność stepopodobna z różnymi gatunkami *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ranunculus*, *Thalictrum*, *Hippophaë*. W zbiornikach stwierdzano występowanie glonów z rodzaju *Pediastrum* oraz *Myriophyllum spicatum/verticillatum*. Obecność *Myriophyllum verticillatum* i *Filipendula* sugeruje, że średnia temperatura lipca nie była niższa niż 10°C.

Alleröd

W starszym allerödzie obszar porastały lasy brzozowe z sosną, która w młodszej fazie konsekwentnie wypierając brzozę formowała lasy sosnowo-brzozowe. Zbiorowiska kserotermiczne, z charakterystycznymi gatunkami *Artemisia*, *Juniperus*, *Chenopodiaceae* odgrywały nadal stosunkowo dużą rolę, sytuując się w miejscach suchych i piaszczystych. Ich udział stopniowo maleje w starszej fazie. Siedliska bardziej wilgotne, w pobliżu brzegów jezior, zajęte były przez zarośla wierzbowe oraz zbiorowiska z *Gramineae*, *Cyperaceae*, lokalnie mogły występować *Filipendula cf. ulmaria*, *Typha latifolia*, *Menyanthes trifoliata*, *Equisetum*. W zbiorniku Moszne i Dume Bagno odkładała się gytia węglanowo-detrytusowa. Obecność *Typha latifolia*, *Nymphaea alba* sugeruje, że średnia temperatura lipca była około 16°C, a stycznia nie niższa niż -4°C.

Młodszy dryas

Młodszy dryas w profilu Moszne jest reprezentowany przez niewielką warstwę gytii węglanowo-detrytusowej (por. K. Bałaga 1982, 1991; K. Bałaga i in. 1983). Spadek frekwencji pyłku *Betula*, *Pinus*, przy wzroście udziału *Artemisia*, *Thalictrum* oraz pojawienie się *Gypsophila fastigiata*, sugerują pogorszenie warunków klimatycznych. Oziębienie to spowodowało ograniczenie powierzchni leśnych. Rozwinęła się roślinność o charakterze tundry parkowej, z dużym udziałem *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gypsophila fastigiata*, *Helianthemum*. Dume Bagno funkcjonuje w tym czasie również jako zbiornik wodny, w którym akumulowana jest gytia węglanowo-detrytusowa.

Okres preborealny

Spektra pyłkowe z tego okresu odzwierciedlają sukcesywny rozwój lasów sosnowo-brzozowych z lokalną przewagą brzozy. Już od początku holocenu pojawia się wiąz; początek jego rozprzestrzeniania datowano radiowęglem w profilu Moszne na około 10 080 lat BP. Mógł on tworzyć na wilgotnych, żyzniejszych glebach zarośla z *Salix* i *Populus*, a także występować w lasach sosnowo-brzozowych. Zwarcie lasów nie było duże, o czym świadczy zwiększony udział paproci z rodziny *Polypodiaceae*. Nadal znaczne powierzchnie zajmowały późnoglacialne zbiorowiska kserotermiczne. Pod koniec okresu pojawiła się leszczyna; zajmowała ona zapewne brzegi lasów i gleby żyzniejsze. W tym okresie, w diagramach pojawia się w niewielkich ilościach pyłek dębu i jesionu. Drzewa te, o ile już

wystąpiły na badanym terenie, to nie odgrywały jednak istotnej roli w lasach. Występowanie *Typha latifolia*, *Nymphaea alba* wskazuje na poprawę warunków klimatycznych. W tym czasie w obu wspomnianych zbiornikach odkłada się gytia węglanowo-detrytusowa.

Okres borealny

Charakteryzuje się rozwojem zbiorowisk leszczynowych. Maksimum występowania leszczyny wydatowano radiowęglem w profilu Moszne na około 8800 lat BP. W diagramie pyłkowym wzrasta także frekwencja innych gatunków ciepłolubnych, takich jak: dąb, olsza, jesion, lipa oraz w dalszym ciągu zwiększa się rola wiązu. Drzewa te wraz z brzozą i leszczyną tworzyły lasy na żyzniejszych siedliskach, natomiast na glebach piaszczystych dominowała sosna. Olsza prawdopodobnie rozprzestrzeniła się wzdłuż brzegów jezior, gdzie jako domieszka mógł pojawić się wiąz i jesion. Mogły tu też występować *Humulus*, *Urtica cf. dioica* i inne wysokie zielne. W młodszej części okresu zaroiła leszczynowe były wypierane przez gatunki drzew liściastych, których rola stopniowo wzrastała. Dąb i lipa zajmowały żyzne, mniej przepuszczalne gleby. W zbiorniku Moszne akumuluje się wówczas gytia detrytusowa, później detrytusowo-węglanowa; natomiast na Dumym Bagnie przypuszczalnie następuje powolne wypływanie zbiornika wodnego.

Okres atlantycki

Rozwój lasów liściastych z dębem, wiązem, lipą i leszczyną osiągnął progresywne maksimum. Rozmieszczenie lasów było zdeterminowane przez warunki glebowe. Na piaskach i mniej żyznych glebach przeważały lasy sosnowe, na co wskazuje wysoki udział pyłku *Pinus*. Gleby żyzniejsze zostały opanowane przez fitocenozy typu *Quercetum mixtum*, zaś zbiorowiska zbliżone do łągów z olszą i jesionem zajęły gleby bardziej wilgotne. W młodszej części tego okresu pojawiły się nowe gatunki drzew: buk (sporadycznie) i grab (poniżej 1%). Jednak nie odgrywają one jeszcze istotnej roli w lasach. Pod koniec tego okresu pojawiają się wskaźniki antropogeniczne, sygnalizując początek wpływu człowieka na naturalną sukcesję roślinną. W młodszej części okresu zaznacza się powolne wypływanie zbiornika Moszne; na gytii węglanowo-detrytusowej następuje akumulacja gytii torfiastej, bezwęglanowej. Durne Bagno rozwija się jako torfowisko.

Okres subborealny

Zdecydowaną rolę w tworzeniu lasów odgrywa sosna. Pogarszanie się warunków siedliskowych na skutek powolnego ługowania gleb stopniowo wpływa na zmniejszanie się udziału wiązu (spadek datowany na 4919±100 lat BP), lipy i jesionu w lasach; wzrasta rola grabu, a na glebach wilgotniejszych także świerka (por. K. Bałaga 1991). Część zmian w zbiorowiskach leśnych wywołana była zapewne warunkami klimatycznymi, inne wiążą się z działalnością gospodarczą człowieka. W tym okresie w profilu Moszne wydatowano radiowęglem dwie fazy wzmoczonej aktywności człowieka, zaznaczające się wzrostem wskaźników synantropijnych (*Plantago lanceolata*, *Rumex*, *Cerealia*): na 3840±100 lat BP – fazę związaną najprawdopodobniej z aktywnością ludzi reprezentujących późnoneolityczną kulturę sznurową oraz na 2790±140 lat BP – fazę przypadającą na późny brąz. Terytorium Polesia było zasiedlone wtedy przez populację kultury łuzyckiej (S. Nosek 1957; A. Gardawski, Z. Susłowski 1974). W tym okresie około 4300±120 lat BP zaczyna formować się torfowisko Moszne, następuje akumulacja torfu

turzycowo-mszystego. To zjawisko w diagramie pyłkowym sygnalizowane jest m. in. wzrostem frekwencji pyłku *Cyperaceae* i *Typha latifolia*. Podobna sytuacja – wyłygnięcia się zbiornika w tym okresie – jest obserwowana w innych profilach z terenu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (por. K. Bałaga 1991; K. Bałaga i in. 1983).

Okres subatlantycki

Zmiany klimatyczne i ingerencja człowieka spowodowały dalsze ilościowe przesunięcia poszczególnych składników lasów. Dominującą frekwencję w lasach utrzymuje sosna, dąb, olsza i brzoza. W składzie lasów liściastych w dalszym ciągu maleje udział wiązu, lipy i jesionu. Okresowo słabnie rola *Carpinus*, co jest związane ze wzrostem udziału pyłku NAP, w tym i wskaźników synantropijnych. Kolejną fazę kulminacji wskaźników aktywności gospodarczej człowieka, związaną z wpływami okresu rzymskiego, wydatowano radiowęglem w profilu Moszne na 1670 ± 100 lat BP.

W diagramie wzrasta także frekwencja pyłku buka oraz sporadycznie pojawia się pyłek jodły. Dzisiaj buk i jodła są nieobecne w zbiorowiskach leśnych pojezierza. Ten problem był szerzej dyskutowany w pracy K. Bałagi (1991). W profilu torfowisk Moszne i Durne Bagno okres subatlantycki charakteryzuje rozwój torfowiska wysokiego.

POGLĄDY NA GENEZĘ I WIEK MIS JEZIORNO-TORFOWISKOWYCH

Zagadnienie pochodzenia oraz wieku mis jeziornych na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim od wielu dziesięcioleci budzi zainteresowanie (L. Sawicki 1918; S. Wołosowicz 1922), a jednocześnie wywołuje żywe dyskusje i polemiki (T. Wilgat 1954, 1991, 1994; H. Maruszczak 1966; J. Buraczyński, J. Wojtanowicz 1974, 1983; J. Wojtanowicz 1993, 1994)*. Do chwili obecnej wiele kwestii, w tym jak się wydaje i zasadnicza, pozostaje nie rozstrzygniętych; żadna z hipotez bowiem na obecnym etapie badań nie daje jednoznacznych, wystarczających na poparcie tezy dowodów. Jednocześnie główne koncepcje, tj. krasowa (T. Wilgat 1954, 1994; H. Maruszczak 1966) i termokrasowa (J. Wojtanowicz 1994) zasadniczo nie wykluczają się nawzajem. Możliwe, że misy jeziorno-torfowiskowe są poligenetyczne lub występują tu zagłębienia o różnej genezie. Jakielkolwiek jednak byłoby pochodzenie mis krasowe czy termokrasowe, to uformowanie ich – jak się wydaje – możliwe było dzięki specyficznemu (zależnemu od struktury podłoża) układowi hydrogeologicznemu, umożliwiającemu pionową cyrkulację wód głębszych. Mógł on warunkować zarówno tworzenie się lodów gruntowych, jak i rozwój procesów krasowych. Analiza ukształtowania stropu kredy (J. Buraczyński 1988) i przebiegu uskoków tektonicznych w kompleksie mezo-kenozoicznym (A. Henkiel 1984) sugeruje wyraźny, aczkolwiek tylko pośredni związek jezior ze strefami dyslokacji (drenaż ukryty lub/i zasilanie ascensyjne). W większości przypadków są one usytuowane na skłonach obniżzeń erozyjnych w stropie kredy, o wyraźnych założeniach tektonicznych.

* Szerzej na temat genezy jezior łęczyńsko-włodawskich wypowiedzieli się ostatnio T. Wilgat (1991, 1994) oraz J. Wojtanowicz (1994), dając zarazem próbę podsumowania dotychczasowego stanu wiedzy na ten temat.

Wydaje się konieczne wyraźne rozgraniczenie wieku współczesnych jezior i torfowisk od wieku zagłębień, które wypełniają. O ile bowiem odtworzenie paleogeograficznego rozwoju jezior i torfowisk jest możliwe na podstawie zróżnicowania osadów w profilu litologicznym, spektrum pyłkowego i datowania radiowęglowego, to określenie wieku samych zagłębień na obecnym etapie badań można oprzeć wyłącznie na przypuszczeniach. Do końca nie można wykluczyć bowiem istnienia osadów organogenicznych pod warstwą mułków i piasków wyścielających dna zagłębień, np. stwierdzono to ostatnio w przypadku torfowiska Machnaczy koło Białegostoku (M. Kupryjanowicz 1991; S. Żurek 1992). Niedostateczna jest również znajomość ukształtowania stropu utworów kredowych w rejonie występowania mis jeziorno-torfowiskowych. Wyjaśnienie skomplikowanego procesu powstawania tych zagłębień (ewentualna policykliczność) nie wydaje się możliwe bez dodatkowych badań szczegółowych w wytypowanych rejonach.

ETAPY ROZWOJU WSPÓŁCZESNYCH TORFOWISK I JEZIOR

Informacji na temat ewolucji torfowisk i jezior Parku (zarówno w jej aspekcie czasowym, jak i przestrzennym) dostarcza interpretacja profili litologiczno-stratygraficznych (typ osadów, skład botaniczny, właściwości fizykochemiczne), poparta analizą palinologiczną i datowaniami radiowęglowymi. Jednakże wobec utrudnionej, a często niemożliwej korelacji profili między poszczególnymi obiektami z terenu samego Parku zaistniała konieczność odwołania się do znanych i opracowanych profili z sąsiednich terenów Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, tj. okolic jeziora Łukcze i torfowiska Krowie Bagno (K. Bałaga 1982, 1991; K. Bałaga i in. 1983).

Utrudniony odpływ powierzchniowy oraz obecność zmarzliny były przyczyną istnienia dużych powierzchni wodnych w młodszym plejstocenie. T. Wilgata (1954) uważa, że wszystkie obniżenia terenu wypełniły rozległe jeziorzyska. Świadczą o tym piaski akumulacji jeziornej ponad poziomem obecnych jezior i torfowisk, stwierdzone również przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1981a,b). Piaskami i mułkami jeziornymi wyścielony jest także spąg torfowiska i jeziora Moszne. Obecność gytii mineralnych pod spągowymi torfami w Krowim Bagnie, datowanych na starszy dryas oraz zagytionego spągu torfowiska Moszne już na głębokości 1 m dowodzi, że poziom wody w starszym dryasie był wysoki, prawdopodobnie zbliżony do obecnego.

Degradacja zmarzliny oraz procesy erozji wywołane ociepleniem w allerödzie spowodowały obniżenie wód gruntowych. Świadczy o tym poziom datowanych na ten okres torfów, głównie mszystych, zalegających na mułkach bądź gytii mineralnej w niektórych jeziorach i głębszych torfowiskach Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (H. Okruszko i in. 1971; K. Więckowski 1971; K. Bałaga 1991; K. Bałaga i in. 1991, 1993). Z pewnością niektóre partie torfowisk rozwijały się od allerödu bez etapu jeziomego. W spągu wielu płytkich profili występuje torf mszysty. Profile te nie były jednak szczegółowo badane i datowane.

W młodszym dryasie nastąpiło ponowne podniesienie poziomu wody. O wysokim poziomie wód gruntowych świadczy m.in. obecność datowanych gytii w profilach Łukcze,

Moszne, Krowie Bagno, Durne Bagno, a także brak form eolicznych z tego okresu, powszechnych na innych terenach piaszczystych (S. Kozarski 1991).

Ocieplenie i suchy kontynentalny klimat początku holocenu były przyczyną stałego obniżania się poziomu wód gruntowych (M. Ralska-Jasiewiczowa, L. Starckel 1991). Od okresu borealnego zaznacza się stopniowe zmniejszanie powierzchni wodnych pojezierza. Płytsze zagłębienia zarastały i na gytii tworzył się torf (Łukcze i przypuszczalnie Durne Bagno). W obszarze wododziałowym obniżenie to było niewielkie, jeziora nadal zajmowały dużo większą powierzchnię niż obecnie. Na torfowisku Moszne odkładanie torfu zaznacza się później, dopiero w połowie okresu atlantyckiego rozpoczyna się powolne wypłykanie zbiornika; na gytii detrytusowo-węglanowej powstaje torf turzycowo-mszysty jeszcze z dużą domieszką gytii, a około 4300 lat BP akumulacja torfu turzycowo-mszystego i rozwój torfowiska Moszne. Obniżenie poziomu wód gruntowych w okolicach Łukcze spowodowało przerwę w rozwoju torfowiska – brak okresu subborealnego. Ze zmianą warunków hydrologicznych należy przypuszczalnie wiązać wejście człowieka na ten teren sygnalizowany obecnością roślin synantropijnych.

Ponowny wzrost torfowiska Łukcze świadczy o podniesieniu wód gruntowych w okresie subatlantyckim. Przyrost torfowisk Moszne i Durne Bagno jest na tyle szybki, że „nadaża” za wzrostem poziomu wody, stwarzając dogodne warunki do rozwoju torfowiska wysokiego. Na dnie jeziora Moszne osadzała się wówczas gytia glonowo-detrytusowa, bezwęglanowa, a po wypłyceniu – ze śladami węglanów. Średnie tempo sedymentacji gytii w profilu z jeziora Moszne wynosi 0,85 mm/rok. Na skutek sedymentacji gytii nastąpiło wypłycecie zbiornika do głębokości ok. 1 m. Umożliwia to rozwój roślinności szuwarowej, przez co tempo sedymentacji w perspektywie może ulec znacznemu przyspieszeniu. Równocześnie odbywa się proces zarastania od brzegu (zwłaszcza od strony zachodniej) kożuchem roślinnym, wkraczającym na pokłady gytii. Podobne zjawisko obserwowane w grupie jezior uściwierskich H. Okrusko i in. (1971) tłumaczył abrazją brzegową wywołaną falowaniem z kierunku zachodniego. Współdziałanie obu czynników (zarastania i abrazji brzegowej) powoduje przesunięcie w kierunku wschodnim dużych jezior, położonych na otwartej przestrzeni.

Kompleksy wodno-torfowiskowe są najczulszym wskaźnikiem zmian warunków środowiska przyrodniczego. Każda nieprzemyślana ingerencja człowieka w ten ekosystem może zachwiać i nieodwracalnie zmienić kruchą równowagę ekologiczną. Przedstawione wyniki badań paleogeograficznych dowodzą częstych zmian ekologicznych jezior i torfowisk położonych w Poleskim Parku Narodowym i jego strefie ochronnej. Szczególnie wrażliwe na zmiany wydają się jeziora znajdujące się w stadium zarastania. Obniżenie poziomu wody może ten proces znacznie przyspieszyć i tym samym kilkakrotnie skrócić czas ich zaniku. Równie delikatna wydaje się być równowaga wodna w przypadku torfowisk, szczególnie typu niskiego. W świetle przedstawionych materiałów wskazana wydaje się więc kontynuacja kompleksowych (interdyscyplinarnych) badań w zakresie wszechstronnego rozpoznania warunków przyrodniczych Parku.

LITERATURA

- Bałaga K. 1982; Vegetational history of Lake Łukcze Environment (Lublin Polesie, E Poland) during the Late-glacial on Holocene. *Acta Palaeobot.*, 22 (1), 7–22.
- Bałaga K. 1991; The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover the South – Western part of the Łęczna – Włodawa Lake District in the last 13000 years. *Acta Palaeobot.*, 30 (1/2), 77–146.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983; Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno – Polesie Lubelskie (sum. Geological structure and development of the Krowie Bagno peatland (Polesie Lubelskie) *Ann. UMCS*, sec. B, 35/36, 37–62.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1991; Badania paleogeograficzne jezior i torfowisk w rejonie Poleskiego Parku Narodowego (warunki rozwoju). *Maszynopis. Arch. Poleskiego PN, Urszulin.*
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1993; Rozwój kompleksu jeziorno-torfowiskowego Moszne w Poleskim Parku Narodowym. [W:] *Ekosystemy wodne i torfowiskowe. Materiały Konferencji, Krasne, 28-29 czerwiec 1993 r.*, 71–75.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1994; Aktualny stan rozpoznania genezy i ewolucji mis jezioro-torfowiskowych w Poleskim Parku Narodowym i jego strefie ochronnej. [W:] *Zasady ochrony unikalnych systemów wodno-torfowiskowych i leśnych w Poleskim Parku Narodowym i jego strefie ochronnej. Maszynopis. Arch. Poleskiego PN, Urszulin.*
- Bałaga K., Pidek A., Rodzik J. 1992; Preliminary studies on changes since Late-Glacial times at the peat bog near Moszne Lake (Lublin Polesie, E. Poland). *Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung Rübel, Zürich*, 107, 319–330.
- Bernat J. 1955; Dokumentacja geologiczna złoża torfu Bubnów (część opisowa i graficzna). Przeds. Poszukiwań i Badań Złóż Torfu „Geotorf”, Warszawa. *Maszynopis. Arch. IMUZ Falenty.*
- Bernat J. 1956; Dokumentacja geologiczna złóż torfu położonych na ark. 1:25000, 43-36A (podkategoria badań C2). Przeds. Poszukiwań i Badań Złóż Torfu „Geotorf”, Warszawa. *Maszynopis. Arch. IMUZ Falenty.*
- Buraczyński J. 1983; Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. *Mater. Konf.: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS, Lublin*, 65–72.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974a; Charakterystyka morfologiczno-hydrologiczna grupy jezior Uściwierz. *Przew. XII Ogólnop. Zjazdu PTG, Lublin*, 84–88.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974b; Geneza jezior uściwierskich (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie). *Mater. Kraj. Symp. Paleolimnol., Warszawa.*
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981 a; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, Ark. Orzechów Nowy, Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981 b; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, Ark. Orzechów Nowy, Wyd. Geol., Warszawa, s. 87.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982a; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, Ark. Kołacze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982 b; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, Ark. Kołacze, Wyd. Geol., Warszawa, s. 81.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983; Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. (sum. The effect of the Middle-Polish Glaciation on the relief of Southern Part of Polesie Lubelskie). *Ann UMCS*, sec. B, 35/36, 63–79.
- Churski T. 1958; Dokumentacja geologiczna złóż torfu rejonu Kanalu Wieprz-Krzna, sekcja Piwonía Górna (podkategoria badań C2). *Katedra Torfoznawstwa SGGW, Zakład Wykorzystania Torfowisk IMUZ, Warszawa. Maszynopis. Arch. IMUZ Falenty.*
- Churski T. 1963; Wstępna charakterystyka torfowisk na Polesiu Lubelskim. [W:] *Polesie Lubelskie. Wyd. Lub.*, 161–168.
- Fijałkowski D. 1960; Szata roślinna jezior łęczyńsko-włodawskich i przylegających do nich torfowisk (sum. Plant associations of lakes between Łęczna and Włodawa). *Ann. UMCS*, sec. B, 14, 131–205.
- Gardawski A., Susłowski Z. 1974; Najdawniejsze dzieje Lubelszczyzny. PWN, Warszawa.

- Harasimiuk M., Henkiel A., Przemyski S. 1980; Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne Centralnego Rejonu Węglowego. Materiały sesji: Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w rejonie CRW LZW, Warszawa, 37–40.
- Harasimiuk M., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1988; Quaternary stratigraphy of the Lublin region, southeastern Poland. *Quater. Stud. in Poland*, 8.
- Henkiel A. 1988; Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego (sum. Tectonics of meso-cainozoic cover of northern slope of the Metacarthian Swell). *Ann. UMCS, sec. B*, 39, 15–38.
- Kozarski S. 1975; Paleogeografia Polski w vistulianie. [W:] Geografia Polski, środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Krassowska A., Niemczycka T. 1984; Pokrywa mezozoiczna LZW. *Przew. LVI Zjazdu PTGeol.*, Warszawa, 36–55.
- Kupryjanowicz M. 1991; Eemian, early and late vistulian, and holocene vegetation in the region of Machnecz peat-bog near Białystok (NE Poland). *Acta Palaeobot.*, 31 (1/2), 215–225.
- Janiec B., Michalczyk Z., Wojciechowski K. 1988; Stan i zagrożenie stosunków wodnych centralnego rejonu LZW (sum. State and dangerous changes of water Relations of the Central Lublin Coal Basin). *Ann. UMCS, sec. B*, 39, 173–206.
- Liszkowski J. 1979; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50000, ark. Ostrów Lubelski, Inst. Geol., Warszawa, s. 100.
- Maruszczak H. 1966; Zagadnienie genezy i wieku jezior łączyńsko-włodawskich (sum. The problem of the genesis and age of lakes between Łęczna and Włodawa in Eastern Poland). *Biuletyn IITN, sec. D*, 5/6, 31–37.
- Michalczyk Z. 1986; Zróżnicowanie odpływu w dorzeczu Wieprza (sum. Runoff spatial differentiation in the Wieprz drainage basin). *Ann. UMCS, sec. B*, 37, 151–171.
- Michna E., Mrugała S. 1988; Stosunki opadowe w dorzeczu Wieprza (sum. Precipitation in the Wieprz drainage basin). *Ann. UMCS, sec. B*, 39, 229–246.
- Mitaczewski L., Żelichowski A. M. 1970; Wgłębna budowa geologiczna obszaru lubelsko-radomskiego. *Przew. LVI Zjazdu PTGeol.*, Warszawa, 7–32.
- Nakonieczny S. 1965; Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno (sum. The karst relief of Dubeczno peat substratum). *Ann. UMCS, sec. B*, 18, 141–156.
- Nosek S. 1957; Materiały do badań nad historią starożytną i wczesnośredniowieczną międzyrzecza Wisły i Bugu (rés. Matériaux pour servir aux recherches sur l'histoire ancienne et l'époque protohistorique du territoire entre la Vistule et le Boug). *Ann. UMCS, sec. F*, 6, 1–502.
- Okruszko H., Churski T., Karpińska J. 1971; Torfowiska i gytiowiska w rejonie krasowych jezior grupy Uściwierza na Pojezierzu Łączyńsko-Włodawskim (sum. Peat and gyttja bogs in the region of karst lake system of Uściwierz on Łączyńsko-Włodawskie Lakeland). *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 107, 121–165.
- Paszewski A., Fijałkowski D. 1970; Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy (sum. Botanic investigations of the Durne Bagno Reserve near Włodawa). *Ann. UMCS, sec. C*, 25, 171–196.
- Porzycki J. 1976; Budowa geologiczna Centralnego Okręgu Węglowego w LZW (sum. Geological structure of central part of the Lublin Coal Basin). *Przeł. Geol.*, 7, 385–393.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. 1988; Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quater.*, 57, 91–127.
- Rostrowski J. 1882; Jeziora łączyńsko-włodawskie (rés. Le groupe des lacs situés entre Łęczna et Włodawa). *Pamiętnik Fizjogr.*, II, 76–78.
- Sawicki L. 1918; Lubartowen Seen. *Bull. Intern. de l'Ac. de Sc. de Cr.* 1–3, 17–28.
- Więckowski K., Wojciechowski I. 1971; Zmiany charakteru limnicznego jezior sosnowickich (sum. Variations in the limnological character of lakes in the Sosnowica District). *Wiad. Ekol.*, 17, 3, 239–246.
- Wilgat T. 1954; Jeziora łączyńsko-włodawskie (sum. Lakes between Łęczna and Włodawa). *Ann. UMCS, sec. B*, 8, 37–122.
- Wilgat T. 1963; Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz-Krzna (sum. Geomorphologic and hydrographic conditions in the Wieprz-Krzna canal zone). *Przeł. Geogr.*, 27, 2, 259–285.

- Wilgat T. 1968; Przeglądowa mapa hydrogeograficzna województwa lubelskiego (rés. Carte hydrographique de la voïvodie de Lublin). Ann. UMCS, sec. B, 20, 223–242.
- Wilgat T. 1986; Zmienność odpływu rocznego w dorzeczu Wieprza (sum. Changeability of the annual runoff in the Wieprz drainage basin). Ann. UMCS, sec. B, 37, 173–192.
- Wilgat T. 1991; Geneza jezior [W:] Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Studia Ośrodka Dokum. Fizjogr., 19, 112–140.
- Wilgat T. 1994; Spory wokół jezior łęczyńsko-włodawskich. Przew. Ogólnop. Zjazdu PTG, t. 2, Przew. Wyciecz., Lublin, 122–129.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Paszczyk J. 1984; Płytkie wody podziemne w obszarze związanym z centralnym rejonem LZW. UMCS, Lublin.
- Wojciechowski K. 1965; Niedobory i nadwyżki wodne w województwie lubelskim (sum. Water deficits and surpluses in the Lublin voïvodship) Ann. UMCS, sec. B, 18, 249–264.
- Wojtanowicz J. 1984; Jezioro Głębokie – budowa geologiczna, rzeźba i geneza. Przew. Ogólnop. Zjazdu PTG, cz. II, Lublin, 42–45.
- Wojtanowicz J. 1988; Stratygrafia czwartorzędu na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Stratigraphy of the Quaternary in the Lublin Coal Basin) Ann. UMCS, sec. B, 39, 51–72.
- Wojtanowicz J. 1993; O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich. Mater. II Zjazdu Geomorfologów Polskich, Łądek Zdrój, 33–34.
- Wojtanowicz J. 1994; O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich (sum. On thermokarst genesis of the Łęczna-Włodawa lakes). Ann. UMCS, sec. B, 49, 1–18.
- Wołosowicz S. 1922; Z morfologii środkowego Nadbuża. Warszawa.
- Wyrwicka K. 1977; Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowców skalnych mastrychtu (sum. Lithological development and carbonate raw materials of the Lublin Maestrichtian). Biul. Inst. Geol., 299, 5–81.
- Zinkiewicz W. 1963; Klimat Polesia Lubelskiego [W:] Polesie Lubelskie, Lublin, 31–60.
- Zwierzchowski A. 1988; Strukturalne uwarunkowanie dróg krążenia głębokich wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Structural conditions of deep groundwater circulation pattern in NE part of the Lublin Coal Basin). Kwart. Geol., 2, 457–474.
- Zwierzchowski A. 1989; Rola tektoniki w kształtowaniu się warunków hydrogeologicznych w obszarze lubelskim (sum. The tectonics role in formation of the hydrogeological conditions on the Lublin area). Przegl. Geol., 12, 614–624.
- Żelichowski A. M. 1984; Tektonika LZW. Przew. LVI Zjazdu PTGeol., Warszawa, 21–35.
- Żurek S. 1986; Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych ¹⁴C) (sum. Accumulation rate of peats and gyttjas in the profile of peatlands and lakes of Poland – as based on the radiocarbon dating). Przegl. Geogr., 58, 3, 459–477.
- Żurek S. 1992; Wyjaśnienie sytuacji chronostratygraficznej i geomorfologicznej w okolicy torfowiska Machnaczy. Sprawozd. z Badań Nauk. KBCz PAN, 39–50.

SUMMARY

Mires covering a large part of the area of the Polesie National Park (Fig. 1) fill the bottoms of extensive depressions which reach several hundred and more metres. In these depressions also lake basins often occur, usually surrounded by a thick plant cover ("spleja") partially overgrowing the lakes. Gytija occurs under peat in the bottoms of most mires, which indicates their close relation with the occurrence of the former and present lakes.

Despite an almost hundred-year long discussion, the genesis of lake-mire basins (karstic or thermokarstic) is still an open question (L. Sawicki 1918; S. Wołosowicz 1922; T. Wilgat 1954, 1994; H. Maruszczak 1966; J. Wojtanowicz 1994). Whatever the origin of the lake basins was – karstic or thermokarstic – they seem to have been formed due to a specific hydrological system (depending on the bedrock structure) with vertical movement of groundwater. It could have conditioned both ground-ice formation and the development of karst processes. An analysis of Cretaceous surface relief (J. Buraczyński 1988) and of tectonic fault directions in the Meso-Cainozoic complex (A. Henkiel 1984) (Fig. 2) suggests the existence of a distinct though only indirect connection of lakes

with dislocation zones (underground drainage or/and ascending supply). In most cases they are situated on slopes of tectonically conditioned erosional depressions in the surface of Cretaceous formation.

The distribution of young organogenic sediments filling the depressions in the whole Łęczna-Włodawa Lake District is distinctly connected with the main tectonic lines, especially of the NW-SE, NE-SW and W-E directions. In the area of the Polesie National Park one can also distinguish sets of mires corresponding with these directions: NW-SW - on the Łukie Lake axis, along the line of Długie and Wytyckie Lakes, and the sequence of Durne Bagno and Bagno Bubnów mires; NE-SW - Łukie Lake - Karaśne Lake; W-E - along the line of Moszne and Długie Lakes.

Analysis of lithologic and lithologic-stratigraphic profiles of the mires in the Polesie National Park (Fig. 3) and of the pollen diagram of the Moszne mire (Fig. 4) served as basis for description of the paleogeographic development of the area during the Late Glacial and Holocene.

Lithology and distribution of mire bottom sediments (muds, gyttja) indicate that groundwater level similar to the present was high in the Older Dryas. During the Alleröd permafrost degradation and erosion processes slightly lowered the groundwater table. In shallow depressions moss peat started to develop over muds and thin gyttja layer. This peat was found under the bottom sediments of some lakes and in mire depressions at a depth of a few to a dozen metres (H. Okruszko and others 1971; K. Więckowski, I. Wojciechowski 1971; K. Bałaga 1991, K. Bałaga and others 1991, 1993). Surely some parts of peats have been developed since the Alleröd without the lacustrine stage. Moss peat occurs in the bottom of many shallow profiles.

In the Younger Dryas the groundwater level rose again. The development of gyttja in the profiles including those of the Moszne and Durne Bagno mires indicates that lake surfaces were much larger than at present. During the Holocene since the boreal period lake surfaces have gradually been decreasing. Shallower depressions became overgrown and peat was formed over gyttja (for example in the Durne Bagno). In the Moszne mire peat started to develop somewhat later. Only in the second part of the Atlantic period sedge-moss peat with great gyttja admixture was formed over detritus-carbonate gyttja. Thus, the groundwater level must have been still rather high.

The following lowering of the groundwater level during the Subboreal period (about 4300 y. BP) in the Moszne mire caused the development of sedge-moss peat. Human economic activity could also have taken place by then. Occurrence of anthropogenic plants was found in the pollen diagrams.

During the Subatlantic period the hydrologic conditions in the Durne Bagno and Moszne mires changed, which caused the development of *Sphagnum* and bogs. In the Moszne mire the beginning of this process was dated for about 2790 y. BP. The growth of the Moszne mire has been so fast (1 mm/year) that it has "kept up" with rising groundwater level. Here, *Sphagnum* peat has been developed over sedge-moss peat.

It should also be noted that water level fluctuations in the mires and lakes of the Polesie National Park could not be big because of their situation in the watershed area without valleys. Lithologic differentiation of sediments should also be largely connected with filling and overgrowing of the reservoirs.

Bottom sediments of Moszne Lake are formed by algae-detritus gyttja. In the profile placed in the lake centre the average rate of gyttja accumulation was 0.85 mm/year. Shallowing of the reservoir to about 1 m allows rush plants to develop, accelerates shore overgrowing by plant cover and scrubs of alder, willow and birch. "Spleja" overgrows the lake mainly from the west, and rush from the east. In the Uściwierz lake group this asymmetry is pronounced more clearly. It is caused by predominating of strong west winds. Overgrowing of the west shore and abrasion of the opposite one cause westward translocation of large lakes situated in an open area. (H. Okruszko and others 1971).