

# HISTORIA TORFOWISKA TABOŁY (PUSZCZA KNYSZYŃSKA) W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE

**Danuta DRZYMULSKA**

Uniwersytet w Białymstoku, Zakład Botaniki Instytutu Biologii

*Słowa kluczowe: holocen, późny glacjał, roślinne szczątki makroskopowe, zbiorowisko subfossylne*

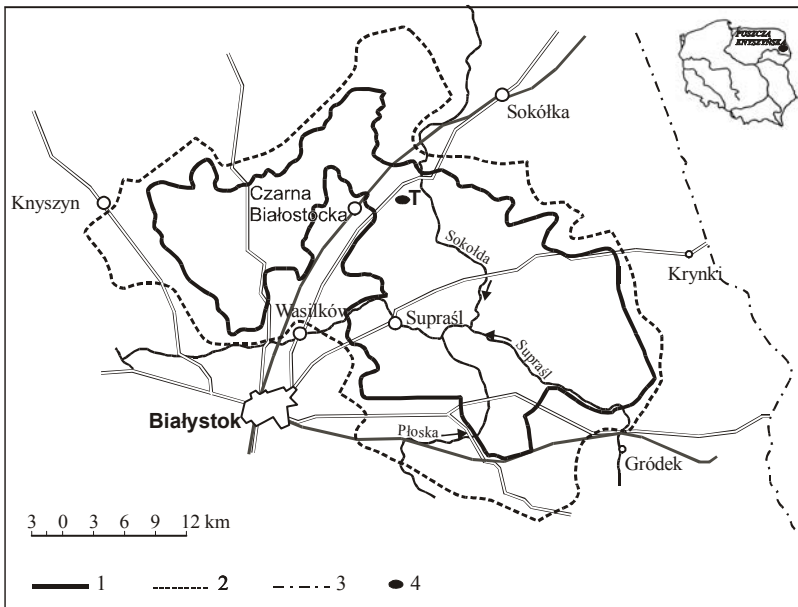
## Streszczenie

Na torfowisku Taboły (Puszcza Knyszyńska) wykonano łącznie 20 odwiertów, charakteryzujących jego budowę geologiczną. W analizowanym materiale biogenicznym rozpoznano szczątki wegetatywne i generatywne 94 taksonów roślinnych. Rozwój torfowiska rozpoczął się w starszym dryasie, kiedy to zatorfienie zostało zainicjowane przez zbiorowisko *Scorpidium scorpioides*. Na przełomie allerød/młodszy dryas rozwinął się zbiornik wodny, którego zanik przypadł na przełom późnego glacjału i holocenu. W okresie preoborealnym na torfowisku dominowały zbiorowiska mchów brunatnych z udziałem brzoź krzewiastych oraz szuwały wielkoturzycowe. Od schyłku okresu subborealnego postępowała oligotrofizacja siedlisk, co doprowadziło do przekształcania się złoża w torfowisko przejściowe. Spadek poziomu wód gruntowych znalazł odzwierciedlenie w podwyższonym stopniu rozkładu torfu, w najmłodszej fazie rozwoju torfowiska. Tempo akumulacji torfu było wówczas najmniejsze.

## WSTĘP

Puszcza Knyszyńska jest położona w północno-wschodniej Polsce, w bliskiej odległości od Białegostoku (rys. 1). Rzeźba tego obszaru jest związana z deglacjacją zlodowacenia Warty [KONDRACKI, PIETKIEWICZ, 1967].

Przeszło 20% powierzchni Puszczy zajmują siedliska mokradłowe. Wśród nich blisko połowa to torfowiska [OKRUSZKO, 1995]. Jedno z największych torfowisk – Taboły – znajduje się w północnej części kompleksu leśnego. Jego obszar objęto



Rys. 1. Puszcza Knyszyńska: 1 – granica parku krajobrazowego, 2 – granica otuliny parku, 3 – granica państwa, 4 – badane torfowisko (za CHABROS i in. [1993], nieco zmieniona)

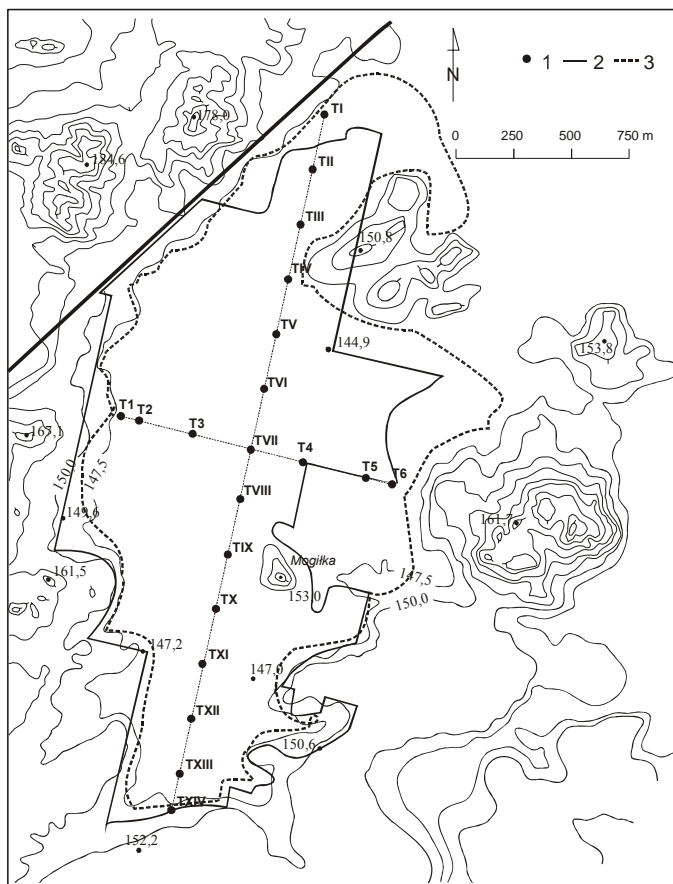
Fig. 1. The Puszcza Knyszyńska Forest: 1 – border of the landscape park, 2 – border of the buffer zone, 3 – state border, 4 – studied mire (acc. to CHABROS *et al.* [1993], slightly changed)

ochroną rezerwatową. Złoże jest ulokowane w dolinie rzeki Sokółka, w basenie wytopiskowym o długości ok. 3500 m i szerokości ok. 1500 m. Współcześnie torfowisko jest porośnięte lasem. W części północnej dominuje subborealna brzezina bagienna (*Thelypterido-Betuletum pubescentis* Czerw. 1972) w centrum – borealna świerczyna na torfie (*Sphagno-girgensohnii-Piceetum* Polak. 1962), zaś na południu rozpoznano podzespół brzeziny moczarowej (*Salici-Betuletum polytrichetosum strictae* zespół *Salici-Betuletum* Pałcz. 1975) [CZERWIŃSKI, inf. ustna].

Celem badań było poznanie historii torfowiska Taboły, od początku jego istnienia do czasów obecnych. Szczególny nacisk położono na przemiany roślinności.

## METODY BADAŃ

Wyznaczono dwa transekty, przecinające złoże wzdłuż dłuższej i krótszej osi torfowiska (rys. 2). Odwierty wykonano świdrem typu "Instorf". Pobrano łącznie 17 rdzeni torfowych, miejscami podścielonych osadami jeziornymi, o długościach od 80 do 600 cm, oraz 3 rdzenie murszowe o długościach 30–35 cm. Te ostatnie włączono z badań makroszczątków roślinnych.



Rys. 2. Torfowisko Taboły: 1 – odwiert, 2 – granica rezerwatu, 3 – granica torfowiska (za DRZYMULSKĄ [2006a], nieco zmienione)

Fig. 2. Taboły mire: 1 – core sampling, 2 – border of the reserve, 3 – mire border (acc. to DRZYMULSKA [2006a], slightly changed)

Osad każdej z prób poddano mikroskopowej analizie stopnia rozkładu torfu. Ponadto w poszczególnych próbach ustalono popielność torfu i gytii. W pobranym osadzie wyszukiwano materiał karpologiczny. Następnie z prób torfu wykonywano preparaty mikroskopowe do analizy szczątków wegetatywnych. Ich ilość szacowano dla 10 pól widzenia, z dokładnością do 5%.

Na podstawie ustalonego składu botanicznego torfu określono jednostki typologiczne. Wykorzystano genetyczny system klasyfikacji torfów opracowany przez TOLPE, JASNOWSKIEGO I PAŁCZYŃSKIEGO [1967] oraz jego zmodyfikowaną wersję zaproponowaną przez TOBOLSKIEGO [2000]. Kolejnym krokiem była rekonstrukcja roślinnych zbiorowisk subfosalnych. Zbiorowiska te, jako funkcjonujące na torfowisku w przeszłości, należy traktować jedynie jako nawiązujące do istniejących

obecnie. Dla czytelności zastosowano niekiedy nazwy znane ze współczesnych klasyfikacji fitosocjologicznych, z zastrzeżeniem, że przed każdą powinien figurować w domyśle skrót cf. (łac. *confer* – porównaj).

W wybranych próbach ustalono daty radiowęglowe<sup>1)</sup> osadu. Datowania wykonano w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym (Poz) i Kijowskim Laboratorium Radiowęglowym (Ki). Datowanie metodą <sup>14</sup>C umożliwiło wyznaczenie przybliżonych granic chronozon. Zastosowano przy tym podział późnego glacjału i holocenu wg MANGERUDA i in. [1974].

## WYNIKI BADAŃ I DYSKUSJA

W analizowanym materiale rozpoznano szczątki wegetatywne i generatywne łącznie 94 taksonów roślinnych. Wśród nich 11 nie występuje współcześnie na terenie Puszczy Knyszyńskiej. Są to m.in. brzoza karłowata (*Betula nana* L.), jaskier leżący (*Ranunculus reptans* L.), wywłócznik skrętoległy (*Myriophyllum alternifolium* DC.), bagnica torfowa (*Scheuchzeria palustris* L.) i kłoc wiechowata (*Cladium mariscus* (L.) Pohl). Zbiorowiska subfossylne torfowiska Taboły, wraz z tabelami syntetycznymi, opisała DRZYMULSKA [2005]. Lista tych 11 zbiorowisk różnej rangi (patrz: uwagi z rozdziału Metody badań) przedstawia się następująco: szuwały wielkoturzycowe (*Magnocaricion*), zespół turzycy pęcherzykowatej (*Caricetum vesicariae*), zespół turzycy dzióbkowatej (*Caricetum rostratae*), zespół turzycy dzióbkowatej podzespół z *Calliargon giganteum* (*Caricetum rostratae calliargonosum* (*gigantei*)), zespół turzycy dzióbkowatej podzespół z trzcina (*Caricetum rostratae phragmitetosum*), klasa zbiorowisk mszysto-turzycowych i mszarów (*Scheuchzerio-Caricetea nigrae*), zespół bobrka trójlistkowego ze *Sphagnum teres* (*Meynantho-Sphagnetum teretis*), zbiorowisko z mchem *Scorpidium scorpioides*, ols torfowcowy (*Sphagnum squarroso-Alnetum*), zakrzewienia związku *Alnion glutinosae*, olszyna bagienna (*Sphagnum palustre-Carex*), turzycowo-mszyste i mszyste z brzozami karłowatymi, leśno-zaroślowe+turzycy-torfowce.

Ustalono kolejność pojawiania się zbiorowisk w poszczególnych punktach wierceń, przy czym końcowe stadium stanowi zespół współczesny:

**rdzeń TII** – zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzycy-torfowce → *Thelypteri-Betuletum typicum*

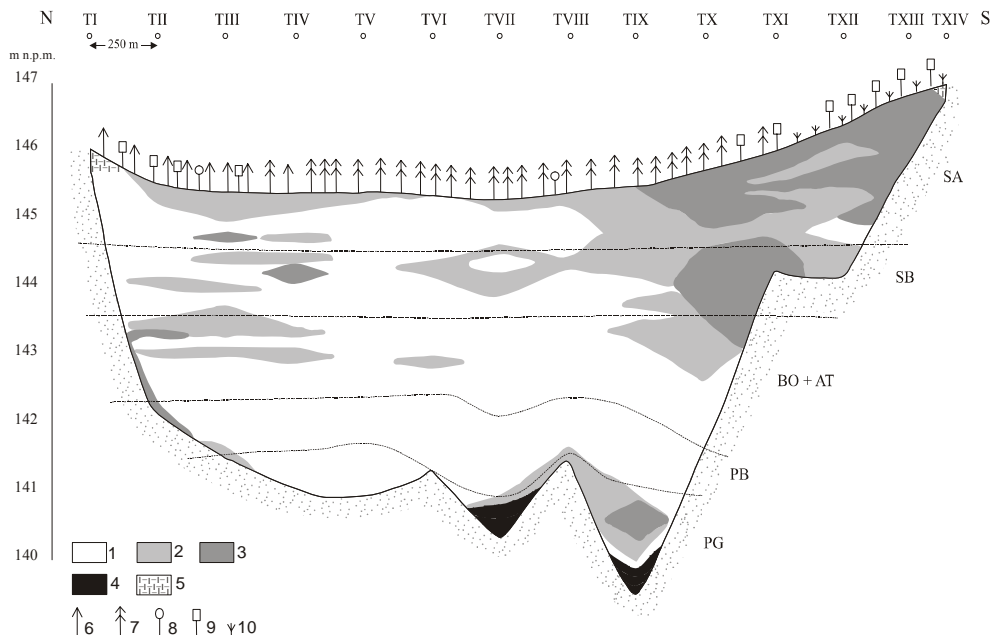
**rdzeń TIII** – *Magnocaricion* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → leśno-zaroślowe + turzycy-torfowce → *Thelypteri-Betuletum typicum*

**rdzeń TIV** – *Scorpidium scorpioides* → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → *Magnocaricion* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → *Magnocaricion* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → leśno-zaroślowe + turzycy-torfowce → *Thelypteri-Betuletum typicum*

<sup>1)</sup> Ustalanie dat radiowęglowych finansowano w ramach projektu KBN nr 3PO4C 066 24.

- rdzeń TV** – turzycowo-mszyste i mszyste z brzozami krzewiastymi → *Caricetum rostratae phragmitetosum* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → *Magnocaricion* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum typicum*
- rdzeń TVI** – turzycowo-mszyste i mszyste z brzozami krzewiastymi → *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum typicum*
- rdzeń TVII** – roślinność wodna → *Caricetum rostratae* → *Caricetum rostratae calliergonosum* → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum caricetosum caespitosae*
- rdzeń TVIII** – *Caricetum vesicariae* → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe+turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum typicum*
- rdzeń TIX** – roślinność wodna → turzycowo-mszyste i mszyste z brzozami krzewiastymi → *Caricetum vesicariae* → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum typicum*
- rdzeń TX** – *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → *Sphagnum palustre-Carex* → *Menyantho trifoliatae-Sphagnetum teretis* → *Sphagnum palustre-Carex* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe+turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum caricetosum caespitosae*
- rdzeń TXI** – *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe+turzyce-torfowce → *Salici-Betuletum polytrichetosum strictae*
- rdzeń TXII** – *Magnocaricion* → *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe+turzyce-torfowce → *Salici-Betuletum polytrichetosum strictae*
- rdzeń TXIII** – *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Salici-Betuletum polytrichetosum strictae*
- rdzeń T2** – zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → *Magnocaricion* → *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum caricetosum caespitosae*
- rdzeń T3** – *Sphagno squarrosi-Alnetum*-typ → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum caricetosum caespitosae*
- rdzeń T4** – turzycowo-mszyste i mszyste z brzozami krzewiastymi → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → zakrzewienia związku *Alnion glutinosae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum caricetosum caespitosae*
- rdzeń T5** – *Caricetum vesicariae* → *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* → *Magnocaricion* → leśno-zaroślowe + turzyce-torfowce → *Sphagno-Piceetum alnetosum*
- rdzeń T6** – olszyna bagienna → *Ribeso nigri-Alnetum*

Rozpoczęcie procesu torfotwórczego w skali całego złoża nastąpiło w starszym dryasie (11880 ± 60 BP, Poz-2885). Miało to miejsce w obrębie płytkiego zagłębienia, w rejonie wiercenia TIV (rys. 3). Na podłoże piaszczyste wkroczyło tu zbior-



Rys. 3. Taboły – przekrój podłużny, stopień rozkładu torfu: 1 – słabo rozłożony (<25%), 2 – średnio rozłożony (30–40%), 3 – silnie rozłożony (45–60%), 4 – gytia, 5 – mursz, 6 – sosna, 7 – świerk, 8 – olsza, 9 – brzoza, 10 – wierzba, PG – późny glacjał, PB – preborealny, BO – borealny, AT – atlantycki, SB – subborealny, SA – subatlantycki (za DRZYMULSKĄ [2005])

Fig. 3. Taboły – longitudinal section, the degree of peat decomposition: 1 – weakly decomposed (<25%), 2 – moderately decomposed (30–40%), 3 – highly decomposed (45–60%), 4 – gyttja, 5 – moorsh, 6 – pine, 7 – spruce, 8 – alder, 9 – birch, 10 – willow, PG – Late Glacial, PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic (acc. to DRZYMULSKA [2005])

rowisko kalcylifnego mchu *Scorpidium scorpioides*, odkładające *Scorpidium scorpioides*-torf (odmiana torfu mszystego), opisany jedynie w tym rejonie torfowiska. Ocieplenie klimatu w interstadiale bølling prowadziło do stopniowego wytapiania brył lodu gruntowego, wypełniającego zagłębienia. Obecność wapnia należy tłumaczyć, wynikającym z powolnego zanikania zmarzliny, swobodnym krążeniem wód gruntowych, które niosły wapń z ługowanych utworów lodowcowych. Proces taki, charakterystyczny dla torfowisk późnoglacialnych, opisał ŻUREK [2000] w pobliskich Starych Bielach. *Scorpidium scorpioides* inicjował zatorfienie również w wielu miejscach doliny Biebrzy [OŚWIT, 1973, 1991] oraz został rozpoznany jako komponent najstarszych zbiorowisk torfotwórczych w złożu Rabinówka, w Niece Gródecko-Michałowskiej [DRZYMULSKA, 2004]. Mech ten jest znany także jako inicjator postglacialnego zatorfienia na obszarze Niziny Nadilmeńskiej, położonej we wschodniej części Rosji [BOGDANOVSKAJA-GIJENEF, 1969].

W centralnej części złoża, w rejonie wiercenia T4 (rys. 2) proces torfotwórczy rozpoczął się w allerødzie, na co wskazuje data 11670±50 lat BP (Poz-2883). Na

podłoże mineralne wkroczyły zbiorowiska turzycowo-mszyste i mszyste z brzoza-  
mi karłowatą (*Betula nana* L.) i niską (*Betula humilis* Schrank), odkładając torf  
mszysty średnio rozłożony, zawierający popiół wtórny, wskazujący na małą zawar-  
tość roślinności. W późnym glacie torfowisko Taboły rozwijało się w warunkach  
znacznego uwilgotnienia. Wyraźny udział mechowisk w roślinności świadczy  
o wysokim poziomie wody na torfowisku, z silnym dopływem wód gruntowych  
spoza zbiornika akumulacyjnego. Wyklucza też w zasadzie istnienie jej długotrwa-  
łej stagnacji na powierzchni, czy też zalewów powierzchniowych [JASNOWSKI,  
1959; OŚWIT, 1977; ŻUREK, 1993]. W młodszym dryasie pojawiły się na Tabołach  
zbiorowiska szuwarowe, nawiązujące do związku *Magnocaricion*. Panowały one  
niemal na całym torfowisku w jego ówczesnym kształcie. Ich obecność można po-  
wiązać z utrzymującym się wysokim poziomem wody gruntowej. Jedyne rejon  
odwiertu TIX był zdominowany przez mechowiska. Szuwar wielkoturzycowy był  
najczęściej zbiorowiskiem inicjalnym, jedynie w rejonie odwiertów TIV i TV wy-  
parł mechowiska, a w rejonie TVII – pojawił się w miejsce zbiornika wodnego.

W późnym glacie rozwinął się w Tabołach zbiornik wodny, posiadający dwa  
baseny – północny (TVII) i południowy (TIX) – przedzielone progiem mineralnym  
(TVIII) (rys. 3). Wiek osadu spągowego z rdzenia TVII został określony na prze-  
łom allerød/młodszy dryas lub na pierwszą połowę młodszego dryasu (10940±120  
BP, Ki-10401). Zanik północnej części jeziora nastąpił na przełomie późnego gla-  
cjału i holocenu. W profilu TIX (basen południowy jeziora), ze względów tech-  
nicznych, możliwe było wydatowanie jedynie próby torfu zalegającej bezpośrednio  
na osadzie jeziornym. Jej wiek wskazuje starszą połowę młodszego dryasu  
(10710±50 BP, Poz-2972), jako czas przemiany jeziora w torfowisko. Jezioro  
funkcjonowało w tym rejonie prawdopodobnie od allerødu. Zbiornik wodny Tabo-  
łów został opisany przez DRZYMULSKĄ [2006b].

U schyłku młodszego dryasu proces torfotwórczy rozpoczął się w północnej  
części torfowiska (rejon TIII, 10160±60 BP, Poz-3119) (rys. 3), gdzie na podłoże  
mineralne wkroczyło zbiorowisko w typie szuwaru wielkoturzycowego ze związku  
*Magnocaricion*. Torf turzycowy, zalegający w spągu tej części złoża, charakteryzu-  
je się rozkładem średnim (rys. 3) i obecnością związków mineralnych pochodzenia  
zewnętrznego. Do połowy okresu preborealnego wysoki i stabilny poziom wody na  
całym torfowisku warunkował funkcjonowanie zbiorowisk z dużym udziałem  
mchów brunatnych, niekiedy zakrzaczonych (brzoza karłowata – *Betula nana* L.  
i brzoza niska – *Betula humilis* Schrank) oraz zbiorowisk wielkoturzycowych.  
U schyłku okresu preborealnego postępujące rozprzestrzenianie się masywu torfo-  
wego doprowadziło do poszerzenia zasięgu torfowiska na północ i południe.  
W tym też czasie, wśród zrekonstruowanych zbiorowisk, rozpoznano zakrzewienia  
nawiązujące do związku *Alnion glutinosae* – na północy złoża, zbiorowisko w ty-  
pie olsu torfowcowego (na kilku stanowiskach w różnych punktach torfowiska)  
oraz szuwar z kłocią wiechowatą (*Cladium mariscus* (L.) Pohl) i fitocenozy z krę-  
gu klasy *Scheuchzerio-Caricetea nigrae* (w centrum). Inwazję krzewów na torfo-

wisku Wizna w drugiej połowie okresu preborealnego notował ŻUREK [1995]. Wkroczenie formacji drzewiasto-krzewiastych wskazuje na obniżenie poziomu wód gruntowych. Zjawisko takie stwierdzono na obszarze północnej Polski właśnie u schyłku okresu preborealnego [RALSKA-JASIEWICZOWA, STARKEL, 1988].

W okresach borealnym i atlantyckim opadanie poziomu wód gruntowych znane z torfowisk obszaru północnej Polski [RALSKA-JASIEWICZOWA, STARKEL, 1988] znalazło odbicie we wzroście stopnia rozkładu torfu, widocznym na południu złoża (rejon odwiertów TX, TXI), a także na jego północnym krańcu (rejon odwiertów TII, TIII) (rys. 3). Jednocześnie, według wyżej wymienionych autorów, nastąpiło znaczne nasilenie opadów atmosferycznych. W rezultacie dużą rolę w kształtowaniu roślinności zaczął odgrywać spływ powierzchniowy. W tych warunkach rozwijały się zarówno dominujące szuwały, odkładające silnie przewodniony torf turzycowy, jak i zakrzewienia, nawiązujące do związku *Alnion glutinosae*, panujące na północy złoża. Znana jest rola, jaką odgrywa dopływ powierzchniowy w powstawaniu siedlisk szuwarowych klasy *Phragmitetea* i olesowych klasy *Alnetea glutinosae* [OŚWIT, 1977]. Z nanoszeniem biogenów przez spływającą wodę można też wiązać obecność popiołu wtórnego w torfie *Sphagnum palustre* (rejon odwiertu TX), datowanym na schyłek okresu borealnego. W rejonie odwiertu T5 istniał prawdopodobnie ciek. O wodzie płynącej świadczy obecność w osadzie endokarpów rdzestnicy alpejskiej (*Potamogeton alpinus* L.) i owoców włosienicznika (*Batrachium* sp.) [PODBIELKOWSKI, TOMASZEWICZ, 1982]. Roślinność innych torfowisk puszczańskich – Machnacza i Starych Bieli rozwijała się odmienne. Dłuższe było tam panowanie mechowisk, które w Machnaczu utrzymywały się jeszcze przez cały okres atlantycki, po czym zostały zastąpione przez turzycowiska [ŻUREK, 1992]. W Starych Bielach ustąpiły w pierwszej połowie tego okresu, kiedy na torfowisko weszły zbiorowiska zaroślowe i drzewne [ŻUREK, 2000].

Do schyłku okresu subborealnego charakter roślinności nie zmienił się w sposób wyraźny. Nadal dominowały szuwały nawiązujące do związku *Magnocaricion*. W północnym i południowym rejonie złoża były obecne zbiorowiska z kręgu klasy *Alnetea glutinosae*, jednakże w rejonie wiercenia TVII pod koniec tego okresu (2745±30 BP, Poz-2969), w warunkach niskiego poziomu wód gruntowych [RALSKA-JASIEWICZOWA, STARKEL, 1988] i odciążenia się od ich wpływu, torfowisko nabrało charakteru przejściowego. Zbiorowisko subfossylne, wkraczające na torfowisko zostało określone jako leśno-zaroślowe+turzyce-torfowce. Tworzyły je drzewa iglaste, torfowce, roślinność szuwarowa oraz drzewa i krzewy liściaste. Na szeroką skalę fitocenoza ta wkroczyła na torfowisko dopiero w okresie subatlantyckim. Potwierdzają to daty <sup>14</sup>C prób torfów pochodzących z warstw stropowych: TII – 1915±30 BP (Poz-2959), TIII – 1315±30 BP (Poz-2960), TVI – 1500±30 BP (Poz-2966), TIX – 2100±30 BP (Poz-3115), TX – 1900±30 BP (Poz-2973). Notowane w różnych punktach złoża podwyższenie stopnia rozkładu torfu subborealnego (rys. 3) jest wynikiem zmian klimatu, polegających na występowaniu okresów o wyraźnie zmniejszonej wilgotności. Postępujące w okresie subatlantyckim ubo-



zenie siedlisk, stało się przyczyną pojawiania się roślinności oligotroficznej, z udziałem torfowców z sekcji *Acutifolia* i krzewinek z rodziny *Ericaceae*. W rezultacie można mówić o nawiązaniu do zbiorowisk współcześnie panujących na torfowisku Taboły. Zbiorowiska związane z siedliskami mezotroficznymi pojawiają się w okresie subatlantyckim także na torfowisku Machnacze [ŻUREK, 1992].

Opady nasilające się w najmłodszej części okresu subatlantyckiego [RALSKA-JASIEWICZOWA, STARKEL, 1988], mogły nanosić składniki mineralne z okolicznych wzgórz kemowych, być może odlesionych. Świadczy o tym podwyższona popielność warstw stropowych. Dominujący średni i silny rozkład najmłodszych pokładów torfu (rys. 3) należy wiązać z wahaniami stanu wód znanymi z pierwszej połowy okresu subatlantyckiego oraz obniżonym poziomem wód gruntowych w jego drugiej połowie (zwłaszcza w ostatnich 1000 lat) [RALSKA-JASIEWICZOWA, STARKEL, 1988].

Z osuszaniem powierzchni torfowiska związane jest prawdopodobnie małe tempo narastania torfów subatlantyckich (tab. 1). Uzyskane wartości odbiegają od danych literaturowych [ŻUREK, 1986]. Nie można również wykluczyć przerw w akumulacji, znanych co prawda głównie z późnego glacjału i wczesnego holocenu, ale częstych także w najmłodszych pokładach torfu. Są one związane, bezpośrednio lub pośrednio, z działalnością człowieka [RYBNIČEK, RYBNIČKOVÁ, 1987].

**Tabela 1.** Zmiany tempa akumulacji torfu w kilku profilach, w różnych przedziałach czasowych

**Table 1.** Changes in the rate of peat accumulation in several profiles from different time periods

Rdzeń Core	Tempo akumulacji, mm·rok <sup>-1</sup>		
	spąg – strop floor – roof	okres subatlantycki – strop Subatlantic period – roof	spąg – okres subatlantycki floor – Subatlantic period
TII	0,35	0,18	0,39
TIII	0,38	0,26	0,33
TIV	0,35	0,27	0,37
TVIII	0,36	0,22	0,38
TIX <sup>1)</sup>	0,51	0,19	0,58
TX	0,43	0,15	0,50

<sup>1)</sup> Odcinek torfowy rdzenia (gytia wyłączona z obliczeń).

<sup>1)</sup> Peat section of the core (gyttja excluded from calculations).

## PODSUMOWANIE

Z analizy roślinnych szczątków makroskopowych wynika, że w przeszłości na terenie Puszczy Knyszyńskiej występowało 11 taksonów nieobecnych współcześnie. Zidentyfikowano także 11 subfosylnych zbiorowisk roślinnych różnej rangi. Inicjujące zatrofienie zbiorowisko mechu *Scorpidium scorpioides* wkroczyło na podłoże mineralne. Nastąpiło to w starszym dryasie. Zbiornik wodny powstał nieco

później, prawdopodobnie w allerødzie i utrzymał się do przełomu późnego glacjału i holocenu. W okresie preborealnym torfowisko funkcjonowało w warunkach znacznego uwilgotnienia, czego przejawem była dominacja mechowisk oraz szuwarów typu *Magnocaricion*. W okresach borealnym i atlantyckim nastąpił wzrost stopnia rozkładu torfu, co jest rezultatem obniżania się poziomu wód gruntowych. Od schyłku okresu subborealnego na torfowisku zachodziła oligotrofizacja siedlisk, przez co nabrało ono charakteru przejściowego. Obserwowane jest małe tempo akumulacji najmłodszego torfu, wynikające prawdopodobnie z osuszenia powierzchni torfowiska.

## LITERATURA

- BOGDANOVSKAJA-GIJENEF I. D., 1969. Zakonomjernosti formirovanija sphagnowych bolot vjerchovogo tipa. Leningrad: Nauka ss. 166.
- CHABROS J., GACKA-GRZESIKIEWICZ E., MIODEK K., 1993. Wiadomości ogólne. W: Park Krajobrazowy Puszczy Knyszyńskiej. Dokumentacja przyrodnicza i kulturowa wraz z zasadami gospodarki przestrzennej. Pr. zior. Red. E. Gacka-Grzesikiewicz. Warszawa: IOŚ s. 9–13.
- DRZYMULSKA D., 2004. Vegetation history at Rabinówka mire. W: The future of Polish mires. Pr. zbior. Red. L. Wolejko L., J. Jasnowska. Monografia. Szczecin: Wydaw. AR s. 37–42.
- DRZYMULSKA D., 2005. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności wybranych torfowisk Puszczy Knyszyńskiej. Białystok: UB rozpr. dokt. ss. 142.
- DRZYMULSKA D., 2006a. Subfossil plant communities in deposits from the Taboły, Kładkowe Bagno and Borki mires in the Puszcza Knyszyńska Forest, NE Poland. *Acta Palaeobot.* 46(2) s. 255–275.
- DRZYMULSKA D., 2006b. The Late Glacial and Holocene water bodies of Taboły and Kładkowe Bagno mires (Puszcza Knyszyńska Forest): genesis and development. *Limn. Rev.* 6 s. 73–78.
- JASNOWSKI M., 1959. Czwartorzędowe torfy mszyste, klasyfikacja i geneza. *Acta Soc. Bot. Pol.* 28, 2 s. 319–364.
- KONDRACKI J., PIETKIEWICZ S., 1967. Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski. Pr. zbior. Red. R. Galon, J. Dylik. Warszawa: PWN s. 207–258.
- MANGERUD J., ANDERSEN S. T., BERGLUND B. E., DONNER J. J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3 s. 109–128.
- OKRUSZKO H., 1995. Mokradła – ich geneza i znaczenie w krajobrazie Puszczy Knyszyńskiej. W: Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza. Pr. zbior. Red. A. Czerwiński. Supraśl: Zesp. Park. Kraj. s. 239–254.
- OŚWIT J., 1973. Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych. *Rocz. Nauk Rol. Ser. D Monografie t. 143* ss. 80.
- OŚWIT J., 1977. Naturalne siedliska torfotwórcze jako podstawa wyróżniania jednostek przyrodniczych. *Rocz. Nauk Rol. Ser. F 79/3* s. 29–50.
- OŚWIT J., 1991. Roślinność i siedliska zabagnionych dolin rzecznych na tle warunków wodnych. *Rocz. Nauk Rol. Ser. D Monografie t. 221* ss. 229.
- PODBIELKOWSKI Z., TOMASZEWICZ H., 1982. Zarys hydrobotaniki. Warszawa: PWN ss. 531.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M., STARKEL L., 1988. Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quat.* 57 s. 91–127.
- RYBNÍČEK K., RYBNÍČKOVÁ E., 1987. Palaeogeobotanical Evidence of Middle Holocene Stratigraphic Hiatuses in Czechoslovakia and their Explanation. *Folia Geobot. Phytotax.* 22 s. 313–327.

- TOBOLSKI K., 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Vademecum Geobotanicum. Warszawa: PWN ss. 508.
- TOLPA S., JASNOWSKI M., PALCZYŃSKI A., 1967. System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 79 s. 9–99.
- ŻUREK S., 1986. Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych  $^{14}\text{C}$ ). Przegląd Geogr. t. 58 z. 3 s. 459–477.
- ŻUREK S., 1992. Stratygrafia, rozwój i kierunki sukcesyjne torfowisk strefy wododziałowej w Puszczy Knyszyńskiej. Zesz. Nauk. Polit. Biał. 5 s. 253–317.
- ŻUREK S., 1993. Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. Przegl. Geogr. t. 64 z. 1–2 s. 75–95.
- ŻUREK S., 1995. The development of the peat-forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological changes in the postglacial period. Quest. Geogr. 17/18 s. 95–100.
- ŻUREK S., 2000. Stratygrafia, geneza i wiek torfowiska (Stare Biele). W: Przemiany siedlisk i roślinności torfowisk uroczyska Stare Biele w Puszczy Knyszyńskiej. Pr. zior. Red. A. Czerwiński, A. Kołos, B. Matowicka. Rozpr. Nauk. PBiał. 70 s. 40–69.

*Danuta DRZYMULSKA*

**THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE HISTORY OF TABOŁY MIRE  
(THE PUSZCZA KNYSZYŃSKA FOREST)**

*Key words: Holocene, Late Glacial, plant macrofossil remains, subfossil community*

**S u m m a r y**

In Taboły mire (the Puszcza Knyszyńska Forest) 20 drillings were made altogether. Vegetative and generative remains of 94 plant taxa were recognized. According to radiocarbon dating, the mire started to develop in the Late Glacial period. In the Preboreal period brown moss communities with an admixture of shrub birches and sedge rushes dominated in the mire. At the end of the Subboreal period habitat oligotrophication proceeded which resulted in the transformation of deposits into transitional bog. Groundwater decline was reflected in a higher intensity of peat decomposition. The rate of peat accumulation was then the lowest.

---

**Recenzenci:**

*doc. dr hab. Marek Kloss*

*prof. dr hab. Kazimierz Tobolski*

Praca wpłynęła do Redakcji 20.07.2009 r.