

Sławomir ŻUREK

## WIEK TORFOWISK I JEZIOR W ŚWIETLE DATOWAŃ RADIOWĘGLOWYCH

**Streszczenie.** Zestawiono profile geologiczne z terenu Polski, w których datowano początek akumulacji torfu (161 profili) i gytii (84 profile). Zasadniczy etap powstawania jezior zakończył się w początkach okresu preborealnego, a proces ich zanikania nasilał się w okresie preborealnym, borealnym i początkach subborealnego. Torfowiska wysokie zaczęły się rozwijać od okresu borealnego. Omówiono historię badań nad horyzontem granicznym w torfowiskach wysokich Europy i torfowiskach niskich Polski.

## AGE OF MIRES AND LAKES IN THE LIGHT OF RADIOCARBON DATING

**Summary.** As an empirical basis for studies concerning the mires origin, the geological profiles were confronted, in which the initiation of the peat growth (161 profiles) and gyttja accumulation (84 profiles) was dated. The main stage of the lakes origination was finished by beginning of Preboreal period and they started to disappear during Preborcal, Borcal and early Subboreal periods. However bogs grew mainly from the Boreal period. The history of research concerning the boundary horizon in the bogs of Europe as well as in Polish fens is also delineated.

### 1. Wstęp

W Polsce, jak w i całej Europie procesy zatorfienia i akumulacji w jeziorach rozwijają się od około 13 tysięcy lat, od początków późnego glacjału. Akumulacja biogeniczna ma miejsce we wklęsłych formach rzeźby, w których gromadzą się wody powierzchniowe (jeziorne i rzeczne) oraz wody gruntowe. Hamowanie odpływu wody z zagłębień głównie torfu, procesy torfotwórcze uzależnione są więc zarówno od istnienia rzeźby terenu,

jak i od rytmu klimatycznego późnego glacjału i holocenu. Zmiany temperatury i wilgotności wpływają bezpośrednio na zmiany paleohydrologiczne: na podnoszenie i opadanie wód gruntowych, jeziornych, rzecznych, a tym samym na wzrost i hamowanie procesów zabagniania oraz na kierunek sukcesji hydrogeniczných zbiorowisk roślinnych. Zmiany paleohydrologiczne w torfowiskach i jeziorach mogą być dość precyzyjnie datowane metodą radiowęglową, zwłaszcza jeśli potwierdzają to inne metody, jak np. analiza pyłkowa, archeologiczna i.t.p. Wyniki datowań torfów i gytii laboratorium gliwickiego publikowane przez Mościckiego i jego zespół od 1962 r. tworzą bogatą bazę danych (Michczyński A., Pazdur 1994). Pojedyncze początkowo datowania dokumentowały zdarzenia paleogeograficzne wyrażone zmianą osadu w profilu torfowiska czy jeziora, początek zabagniania, nasilenie procesów wydmowych, fluwialnych, deluwialnych. W latach 70. i 80. rozpoczęto seryjne datowania w poszczególnych profilach, które umożliwiły opracowanie szczegółowej chronologii zmian szaty roślinnej, określenie szybkości akumulacji osadów biogenicznych, sukcesji zbiorowisk roślinnych i śladów działalności człowieka (Tarnawa z 9 datami

Ralska-Jasiewiczowa 1980; Wielkie Gacno z 19 datami – Hjelmsroos 1981; Kluki z 20 datami – Tobolski 1987; Wolbrom z 19 datami – Latałowa, Nalepka 1987). Szczególnie dużo materiałów uzyskano w wyniku uczestnictwa Polski w międzynarodowym programie IGCP nr 158 "Paleohydrologiczne zmiany w strefie umiarkowanej w ostatnich 15 000 lat" (Starkel 1981). Ukazały się już opracowania dotyczące zmian środowiska Polski w okresie późnoglacialno-holocenijskim (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988) oraz prace analizujące zmiany szybkości akumulacji torfu i gytii na podstawie datowań C-14 w Polsce (Żurek 1986) i Europie (Żurek 1984). Datowania radiowęglowe pozwalają ustalić chronologię wydarzeń paleogeograficznych w czasie ostatnich 40-45 tys. lat. Zatrzymamy się nad kilkoma problemami, które rozwiązywane są również za pomocą metody radiowęglowej, tj. nad początkiem akumulacji torfu i gytii w torfowiskach i jeziorach Polski, procesem zanikania jezior, rozwojem torfowisk wysokich i poszukiwaniem granic litostratygraficznych na przykładzie horyzontu granicznego.

## 2. Początek akumulacji torfu i gytii

Określenie początku akumulacji osadów w torfowiskach i jeziorach Polski wymagało zestawienia profili geologicznych, w których występowała warstwa torfu lub gytii o miąższości przekraczającej 30 cm, z datowanym metodą radiowęglową spągiem. W badaniach gleboznawczych utwory o miąższości mniejszej od 30 cm należą do gleb zabagnionych (np torfowo-glejowych), a nie sensu stricto torfowych. Poza tym warstwy organiczne o tak niewielkiej miąższości mogą być mylone z utworami typu mulów, namulów lub utworów torfiastych mających inną od torfowej genezę (Żurek, 1993). Datowania radiowęglowe w

profilach geologicznych opublikowane w oryginalnych artykułach naukowych konfrontowano dodatkowo z wykazami laboratorium gliwickiego i łódzkiego, publikowanymi w czasopiśmie „Radiocarbon”, w „Acta Physica Polonica”, „Pracach i Materiałach Muzeum Archeologicznego Etnograficznego w Łodzi” oraz w „Sprawozdaniach z Badań Naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN”. Osobno zestawiono profile, w których datowano początek akumulacji w 161 warstwach torfu, a osobno profile, w których datowano początek akumulacji w 84 warstwach gytii (tabela 1.).

Tabela 1  
Początek akumulacji torfu i gytii w torfowiskach i jeziorach datowanych metodą  $^{14}\text{C}$

	Przedziały (w tysiącach lat BP)														
	13-12	12-11	11-10	10-9	9-8	8-7	7-6	6-5	5-4	4-3	3-2	2-1	1-0	13-0	
	Przedziały z torfem														
N*	5	10	16	24	20	10	11	15	18	10	10	9	3	161	
%	3	6	10	15	13	6	7	9	11	6	6	6	2	100	
	Profile z gytią														
	Liczba	13	20	13	15	3	5	4	3	2	2	-	4	-	84
	%	15	24	15	18	4	6	5	4	2	2	-	5	-	100

N\* - liczba warstw.

W 75 profilach (47%) wiek torfu potwierdzony był równocześnie metodą analizy pyłkowej. Wiek początku akumulacji gytii potwierdzony był w 38 profilach (45%). Granice okresów klimatycznych przyjęto według podziału skandynawskiego (Mangerud et al. 1974). W profilach geologicznych reprezentowane są osady torfowisk i jezior współczesnych jak i torfowisk i jezior kopalnych (tabela 2). Do torfowisk i jezior kopalnych zaliczono te, w których torfy i gytie przykryte są nadkładem mineralnym o miąższości co najmniej 50 cm. Są to przeważnie torfowiska pogrzebane piaskami wydmowymi i namulami rzecznyymi. Analizując początek akumulacji torfu (tabela 2.) widać, że najwięcej materiałów zebrano z torfowisk współczesnych (68% profili), a w drugiej kolejności z torfowisk i jezior kopalnych (27% profili). Analizę początku akumulacji gytii oparto przede wszystkim na profilach z torfem na gytii (54%), a w drugiej kolejności na profilach gytii w jeziorach współczesnych (25%).

Początek akumulacji torfu i gytii zestawiono w okresach 1000-letnich (tabela 1.). Obrazuje to diagram (rys. 1), w którym krzywe pokazują natężenia procesu powstawania torfowisk i jezior od 13000 lat do dziś. Jak można odczytać z tabeli 1 i diagramu, gwałtowny rozwój jezior w późnym glacie (wytopiska, termokras) zakończył się w okresie preborealnym (72% profili).

Od okresu borealnego jeziora rozwijają się jedynie w opuszczonych przez rzekę starorzeczach, w strefie przybrzeżnej na skutek transgresji litorynowej Bałtyku lub przez podniesienie się poziomu wody w istniejących już jeziorach na skutek zmian klimatycznych

Tabela 2

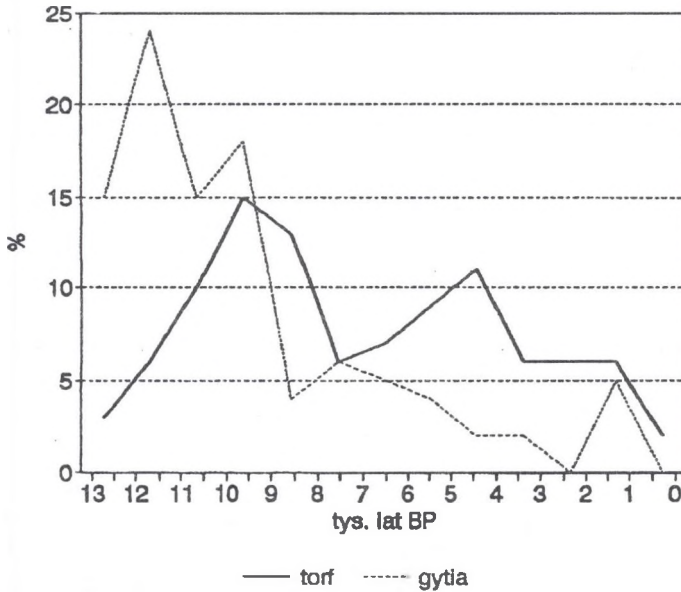
Układy stratygraficzne profili datowanych metodą  $^{14}\text{C}$ 

		Torfowiska współczesne		Jeziora współczesne			Torfowiska i jeziora kopalne			
		torf	torf na gytii	gytia	gytia na torfie	torf na gytii	torf	gytia	torf na gytii	gytia na torfie
N*	Początek torfowiska	76	34	—	5	2	39	—	5	—
%		47	21	—	3	2	24	—	3	—
N	Początek jeziora	—	45	21	6		—	8	3	1
%		—	54	25	7			9	4	1

N\* – liczba profili.

lub antropogenicznych. Pierwsza faza rozwoju torfowisk i mokradeł, w której nastąpiła akumulacja torfów o niewielkiej miąższości (5-30cm) lub wręcz tylko utworów torfiastych, miała miejsce w późnym glacie. Płytkie torfowiska występowały na niewytopionych bryłach martwego lodu lub zmarzliny gruntowej zarówno w rynnach polodowcowych, na sandrach, w obszarach kemowych, jak i w dnach pradolin i na tarasach nadzalewowych Wisły i Warty. Torfowiska i mokradła rozwijały się już w Böllingu (Witów, Niechorze, Żabinko, Łąki Pyzdrskie, Rośle, Gopło, Konin-Gosławice, Ośno, jezioro Łukcze, jezioro Flosek, jezioro Gościąż, Machnacz), w starszym dryasie (Lututów, jezioro Jeziwickie, Kunice, Pomieczyno), w allerödzie (Krowie Bagno, Osie, Woryty, jezioro Maliszewskie, Kowasy, Stójka, Budy, Tarnawa, Tarnowiec, Kramarzyny, Brzeziczno, jeziora: Rudnickie, Małe, Steklin, Kruklin, Drużno, Białe Sosnowickie, Mikołajskie, Mały Suszek, Błędowo), w młodszym dryasie (Podbukowina, jezioro Wikaryjskie). Wszystkie te torfowiska zostały przykryte piaskami wydmowymi w zimnych okresach późnego glacia lub pogrążone w wodach wytopiskowych jezior (Żurek 1990, 1993b, 1994a).

Torfowiska zaczynają rozwijać się od młodszego dryasu i narastają dość równomiernie w eoholocenie (28% profili), w mezoholocenie (22% profili) i neoholocenie (31% profili). W starszym holocenie dość znaczny udział w procesach torfotwórczych ma zalądowanie jezior, w młodszym holocenie dominuje zabagnienie gleb mineralnych jako wynik generalnego zwilgotnienia klimatu. Najstarsze torfowisko, w którym torf odkłada się od böllingu ( $1270 \pm 240$  BP) do dziś to centralna partia kompleksu torfowego Wizna (Żurek 1986).



Rys. 1. Początek akumulacji torfui gyty w torfowiskach i jeziorach Polski (na podstawie datowania metodą  $^{14}\text{C}$ )

Fig. 1. Beginning of the peat and gyttja accumulation in peatlands and lakes of Poland (according to radiocarbon dating)

Leżące w obrębie tego torfowiska jezioro Maliszewskie rozwinęło się nieco później, bo w allerödzie ( $11460 \pm 210$  BP).

### 3. Proces zanikania jezior Polski

Pierwsze prace na temat zanikania jezior w Polsce (Galon 1954, Kalinowska 1961) oparte były na analizie map topograficznych a nie występowaniu osadów jeziornych, więc z natury rzeczy mogły mieć bardzo orientacyjne znaczenie poznawcze.

Zdecydowana większość jezior Polski jest pochodzenia wytopiskowego (Stasiak 1974, Więckowski 1968, 1993). Na obszarach starszych zlodowaceń geneza mis jeziornych jest najczęściej złożona. Dawne zagłębienia wytopiskowe konserwowane były przez wody gruntowe lub zmarzlinę i wytopione po ostatnim zlodowaczeniu (Buraczyński, Wojtanowicz, 1983). Do powstania misy mogły się przyczynić również procesy krasowe lub suffozyjne (Maruszczak 1966, Wilgat 1961). Jeziora są geosystemami, które stopniowo znikają z krajobrazu zastępowane przez torfowiska. Podstawowym warunkiem jest zasypanie misy

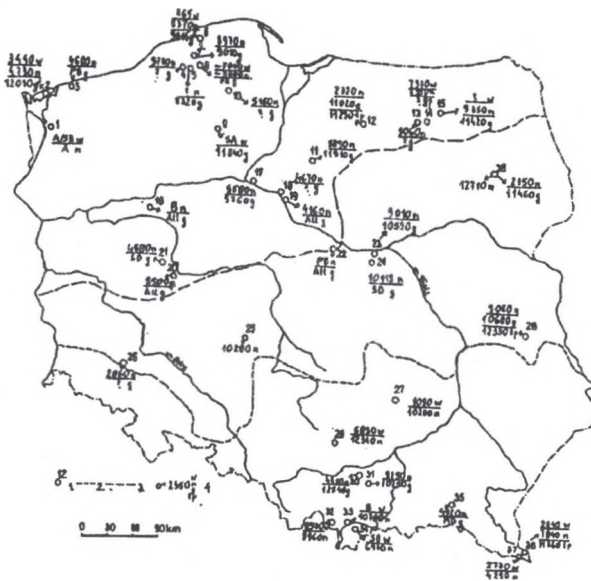
jeziornej osadami. Gdy osiągną one poziom 1-2 m poniżej powierzchni wody, wkracza roślinność, która zakorzenia się w dnie lub tworzy pływające darnie, nasuwające się na lustro wody od brzegów ku centrum (Więckowski 1968). Jeziora przepływowe i dopływowe zarastane są przez roślinność torfowisk niskich, jeziora bezodpływowe i odpływowe przez fazę pływającego pła o charakterze torfowiska przejściowego przekształcają się najczęściej w torfowiska wysokie (Marek 1984). Tempo zanikania jezior jest różne, szybkość akumulacji gytii waha się przeciętnie od 0,5 mm/rok do 1 mm/rok (Żurek 1986) i jeziora, które powstały w tym samym czasie albo już całkowicie zanikły, albo znajdujące się w różnych stadiach tego procesu.

Ze względu na objętość pracy nie analizowano szczegółowo wielkości, głębokości i chemizmu wód zbiorników jeziornych oraz wielkości i rodzajów zlewni, a więc tych elementów, które wpływają na produktywność lokalnych biocenoz i dopływ osadów mineralnych zasypujących zbiorniki.

Proces zatorfienia jezior miał głównie miejsce w okresie preborealnym 10-9 tys. lat temu (profile Łukcze III, Łuknajno, Elżbicin, Grabnik, Wielkie Błoto, Wilków, Gałęzina Mała – rysunek 2), borealnym 9-8 tys. lat temu (profile Kluki, Orle, Maliszewo II, Dębica Kaszubska, Jaszkowo, Warblewo) i w początkach okresu subborealnego 5-4 tys. lat temu (profile Kępa, Grabowiec II, Niechorze IV, Dzikowo, Skrzynka, Pleszów 86-1, Kołczewo). Niektóre płytkie jeziora zanikły już w młodszym dryasie (Nart, Łąck), a inne w końcu okresu atlantyckiego (Rzeczkowo, Kornc, Strażym) lub na przelomie subborealu i subatlantyku (jeziora Koskowskie, Woryty, Maliszewo II). W pozostałych okresach jeziora zanikają stosunkowo rzadziej, w każdym razie brak jest na ten temat większej ilości danych. Chociaż o zanikaniu jezior decydują głównie czynniki lokalne, proces ten związany jest w pewnym stopniu z okresami mniejszej wilgotności klimatu (chołocen, koniec atlantyku).

## 4. Rozwój torfowisk wysokich

Polska leży w strefie torfowisk niskich. Torfowiska wysokie rozmieszczone są głównie w obszarach wododziałowych pojezierzy młodoglaacjańskich. Torf wysoki rozwija się na podłożu torfu niskiego, torfu przejściowego lub gytii. Przemiana ta dokonuje się w wyniku ubożenia wód zasilających torfowisko głównie w wapń. Zanikanie przepływu wody gruntowej powoduje wkraczanie torfowców magazynujących wodę deszczową w tkankach i przejście na ombrogenną gospodarkę wodną. Torfowisko nie traci kontaktu z wodami gruntowymi, lecz wyrasta ponad ich poziom (kopułowe niżowe i górskie). W obszarach płaskich przepuszczalnych wody gruntowe tworzą na torfowisku i w jego otoczeniu wspólny poziom. Torf wysoki wzrasta na skutek podpiętrzania wód w sąsiednich dolinach.



Stanoiska i jego auser

- 1 - Wilcza Uraczyńska (Jasnouński 1963), 2 - Kuczeswo (Latalowa 1992),
- 3 - Niechorza IV (Szybczyńska, Węglanek, 1983), 4 - Gałężnia Nala (Alexandrowicz, 1989), 5 - Dębica Kaszubska (Alexandrowicz et al., 1989), 6 - Kluki (Tobolski, 1987), 7 - Warblewo (Borówka, 1990),
- 8 - Wielizneswo (Pacowski, 1971), 9 - Wielkie Cerno (Wojnarowa, 1981),
- 10 - Korze (Hauptmayer, 1988), 11 - Stradym (Bisławski, 1987),
- 12 - Woryty (Pawlikowski et al., 1982), 13 - 15 - Grabnik, Prawdowo, Łuknajno (Kłosa, 1993), 16 - Elżbićcin (Tobolski, 1962),
- 17 - 19 - Kępczowo, Grabowiec 11, Dziłkowo (Tomczak 1983, 1987),
- 20 - Jaskowe (Kozarski, Botnicki 1978; Tobolski 1981), 21 - Strzyżka (Kuniewska 1987), 22 - Łach (Borówka-Dłużakowa, 1961a), 23 - Wilków (Baraniecka, Konacha-Betley 1987), 24 - Hare (Borówka-Dłużakowa 1961b, 1982), 25 - Brazyń (Rutnicki, Latalowa, 1986), 26 - Jezioro Kaszubskie (Kaczmarek, Kozłowski, Szarypa 1971), 27 - Słopiec (Kaczmarek 1982), 28 - Łukcze (Malczak 1987), 29 - Wólbram (Latalowa, Malczak 1987), 30 - Pleszów (Malczak 1991), 31 - Wielkie Błoto (Malczak 1991),
- 32 - Puszcza Białoszańska (Obidowicz 1990), 33 - Grel (Kozłowska 1962),
- 34 - Hare na Czarnym (Obidowicz 1978), 35 - Repa (Garlich et al., 1972), 36 - 37 - Tarcawa, Burek (Bałke-Jankiewiczowa 1980),
- 38 - Jezioro Maliszewskie, Wiana (Burek 1966).

oznaczenia literowe:

- tp - torf podgitylowy
- g - gytie
- w - torf niski lub podgitylowy
- u - torf wysoki
- SB, ALI, MD, PB, B. A. BE, BA - okresy klimatyczne holocenu

Rys. 2. Rozmieszczenie stanowisk z osadami torfu i gytii datowanymi metodą  $^{14}\text{C}$  i analizy pyłkowej, związanych z zatorfieniem jezior i rozwojem torfów wysokich cytowanych w tekście; I - północna granica gór i wyżyn, II - południowa granica zlodowacenia wistulian, przy stanowiskach podano początek akumulacji osadów w latach BP

Fig. 2. Distribution of the sites with the  $^{14}\text{C}$  and pollen analysis dating disappearance of lakes and development of bogs in Poland discussed in the paper; I - northern limit of mountain and upland areas, II - southern limit of Vistulian glaciation

Najstarsze torfy wysokie rozwijają się już, jak wskazują materiały Obidowicza (Obidowicz 1990), w okresie borealnym (Puścizna Rękowiańska  $8570 \pm 190$  BP – rys. 2). W końcu tego okresu torfowiska wysokie opanowują niccki międzywydmowe w rejonie Łeby (Tobolski 1972) i Biłgoraja (Mamakowa 1962). Złóża wysokie pojawiają się kolejno w okresie atlantyckim (Prawdowo  $-7370 \pm 140$  BP, Wieliszewo, Grel, Wolbrom  $-5850 \pm 70$  BP), subborealnym (Wilcze Uroczysko, Bór na Czerwonym, Kołczewo  $-3020 \pm 80$  BP), w początkach okresu subatlantyckiego (Tarnawa  $-2810 \pm 100$  BP, Smerek  $-2730 \pm 100$  BP) i końcu okresu subatlantyckiego (Słopiec  $-1090 \pm 95$  BP, Kluki  $-865 \pm 60$  BP). Analiza dat skłania do przyjęcia hipotezy, że rozwój torfowisk wysokich wiąże się z okresami o mniejszej wilgotności (borealny, koniec atlantyckiego, koniec subborealnego, początek ostatniego tysiąclecia). W okresach suchych nasilało się zarastanie jezior, zalesianie torfowisk niskich i ich przemiana w torfowiska przejściowe i wysokie (por. Żurek 1994a). W okresach wilgotnych wzmagало się natomiast zabagnianie i oligotrofizacja stref wododziałowych przez intensywniejsze narastanie w dolinach torfów niskich.

## 5. Problem horyzontu granicznego

Stratygrafia torfowisk i jezior dostarczyła już w II w. połowie XIX w. badaczom skandynawskim Blyttowi (1876) i Sernanderowi (1894) dowodów, że w holocenie istniały fazy wilgotniejsze (atlantycki, subatlantycki) i suchsze (borealny, subborealny). Poszukiwano równocześnie litostratygraficznych reperów, które byłyby synchroniczne dla większych naszego globu. Jednym z nich był „horyzont graniczny” (Grenzhorizont, boundary horizon), stratygraficzny poziom silnie rozłożonego torfu. Już w końcu XIX w. (Weber 1898) w torfowiskach wysokich odkryto starszy, silnie rozłożony, ciemny torf sfagnowy przykryty młodym, jasnym, słabo rozłożonym torfem sfagnowym. Między nimi wykrył Weber (1910) warstwę, bardzo silnie rozłożoną (25–30 cm), z welniaką i krzewinkami, którą nazwał horyzontem granicznym i datował na 1000-750 BC. Hipoteza Webera, wiążąca genezę horyzontu granicznego z okresem suchości, była szeroko akceptowana, gdyż warstwa wydawała się być synchroniczna dla wielkich obszarów zachodniej, środkowej i wschodniej Europy, Syberii, Japonii, Kanady, Alaski (Overbeck 1975, Neustadt 1957, 1965, Chotinski 1977). Już jednak w 1932 r. Granlund wykazał, że horyzont graniczny jest tylko jedną z warstw silnie rozłożonych, które nazwał powierzchniami rekurencyjnymi (rekurrensytor, RY). Zidentyfikował ich 5, przypisując im daty: 1200 AD, 400 AD, 600 BC, 1200 BC, 2300 BC. Później Nilsson (1964) na podstawie profilu z torfowiska wysokiego Ageröds mosse z 33 datami powiększył ich liczbę do 9, a Godwin (1954) stwierdził, że duża liczba warstw pseudogranicznych wskazuje, że klimat od 2700 BC staje się coraz wilgotniejszy. Okazało się z czasem, że warstwy silnie rozłożone są metachroniczne i nawet nie równowiekowe w granicach jednego torfowiska (Zeist 1954, Lundquist 1962). Różnica w wieku rozpoczęcia



akumulacji słabo rozłożonego torfu w niemieckich torfowiskach wysokich sięga do 1850 lat (Overbeck et al., 1957), a w torfowisku Gifhorn do 1000 lat (Schneckołoth 1965). Wskazuje to na lokalne przyczyny (hydrologiczne) genezy tych warstw. Sugestie takie wyrażono już w początkach naszego wieku (Post 1910, Stahl 1913, Chotinski 1977), a Kulczyński (1939) wyraził opinię, że warstwy silnie rozłożone są wytworem lokalnego bilansu wodnego i zahamowania wzrostu torfowiska na skutek niedoboru wody na jego powierzchni. Proces zwierania kęp i zalesiania ich sosną dokonuje się od brzegów ku centrum i tym można tłumaczyć różny wiek stropu warstwy rozłożonej. Zmiana klimatu powoduje nadbudowanie nowej warstwy torfu i może nastąpić to w momencie, gdy torfowisko w całości było zalesione lub zalesione były tylko jego części brzeżne.

Badając duże holenderskie torfowisko w dolinie Drenthe Casparic (1972) stwierdził, że w centrum i na brzegach mogą jednocześnie tworzyć się warstwy humifikowane i aktywnie rosnące. W torfowiskach Schwarzwald, jak stwierdził Frenzel (1983), warstwy silnie rozłożone tworzyły się w warunkach małej aktywności człowieka i ograniczonej ilości pyłów, które stymulowały wzrost szybkości torfu. Badania Aabyego (1976) w duńskim torfowisku wysokim Draved mose, z 59 datami w jednym profilu, wykazały 260-letni rytm oscylacji klimatycznych, poczynając od 5500 lat temu.

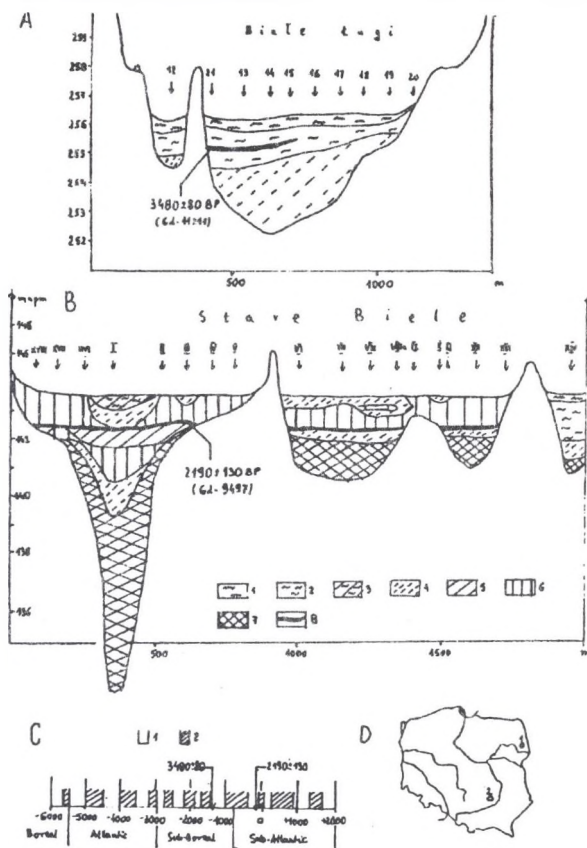
Kompleksowe badania horyzontu granicznego w torfowisku wysokim Szuwałowo koło Petersburga, gdzie Sukaczew (1914) odkrył tę warstwę po po raz pierwszy w Rosji, przeprowadził Chotinski (1971, 1977). Na podstawie stratygraficznych, palynologicznych, radiowęglowych i botanicznych danych wykazał, że w złożu istnieją trzy warstwy silnie rozłożonego torfu sosnowo-węlniankowego. Odkładały się one na przełomie okresu boatlantycko-subborealnego i w drugiej połowie subatlantyckiego. Silnie rozłożona warstwa borealno-atlantycka odpowiada torfodrzewno-słagnowym z torfowiska łachtńskiego, leżącego 10 km na zachód, na brzegu Zatoki Fińskiej. Torfy te odkładały się od  $8180 \pm 160$  BP do  $7490 \pm 90$  BP (regresja jeziora ancylusowego). Transgresja morza litorynowego spowodowała na torfowisku Szuwałowo rozwój silnie uwodnionych torfów sfagnowych fuscum, torfów grzędowo-dolinkowych i grzędowo-jeziornych. Druga warstwa jest silnie rozłożona, a jej właściwy horyzont graniczny wiąże się z przełomem atlantycko-subborealnym 5000–4500 BP. W tym czasie na łąkach morza litorynowego odkłada się w torfowisku łachtńskim torf mszysty (regresja morza). Trzecia warstwa silnie rozłożona z drugiej połowy okresu subatlantyckiego wiąże się być może ze zmianami Bałtyku. Należy dodać, że w torfowisku Kluki na Nizinie Gardnieńsko-Łebskiej torf wysoki zaczął się około 860 lat temu, prawdopodobnie w związku z postlitorynową regresją Bałtyku (Tobolski 1987). Oprócz związku warstw silnie rozłożonych Szuwałowa z regresją Bałtyku i obniżeniem poziomu wód gruntowych akcentuje Chotinski wpływ hydrologicznych czynników lokalnych, związanych z rzeźbą torfowiska. Stwierdza na koniec, że problem wpływu ogólnych (klimatycznych) i lokalnych czynników przy tworzeniu horyzontu granicznego nie jest jeszcze definitywnie zakończony i wymaga dalszych wszechstronnych badań.

Do tej dyskusji mogą coś wnieść badania prowadzone w Polsce. Jedną wyraźną warstwę silnie rozłożoną napotkano w niskich torfowiskach doliny Biebrzy i na podstawie analizy pyłkowej związane z okresem subborealnym (Oświt 1973, Oświt, Żurek 1981, Żurek 1970, 1975). Z drugiej strony w profilu strefy brzegowej jeziora Maliszewskiego w basenie Wizny doliny Narwi jedno wyraźne obniżenie poziomu wody gruntowej (Żurek, Więckowski 1972) wydatowane zostało później na  $5170 \pm 100$  lat BP (Żurek 1986), czyli na okres akumulacji warstwy granicznej Szuwałowa. Warstwa silnie rozłożona występuje w płytszych złożach olsowych Biebrzy na głębokości 0,8-1,2 m, a w głębszych złożach mechowiskowych na głębokości 1,5 2,0 m. Napotkano ją również w podobnej sytuacji wysokościowej w torfowiskach Puszczy Knyszyńskiej (Żurek 1992, 1994b) i w niektórych innych dolinach Polski, jak Ślina (Oświt et al. 1980) i Mogielanka (Oświt, Żurek 1974). Datowanie tej warstwy metodą radiowęglową pozwoliłoby stwierdzić, iż może być ona poszukiwanym reperem litostratygraficznym dla torfowisk niskich.

Szerzej problem horyzontu granicznego omówił autor w referacie wygłoszonym na sesji naukowej w z okazji jubileuszu H. Őkruszki (Żurek, 1995). Przedstawiono w nim 12 profili z niskich torfowisk Polski, w których występuje warstwa silnie rozłożonego torfu. W lecie 1995 roku przeprowadzono wstępne badania stratygraficzne na trzech przekrojach wysokiego torfowiska „Białe Ługi”, położonego w Cisowsko-Orłowskim Parku Krajobrazowym Gór Świętokrzyskich. Jest to torfowisko wododziałowe, z czapą torfu wysokiego na torfie niskim w centrum i niskimi torfami leśnymi w partiach skrzydłowych, z których odpływają w przeciwnych kierunkach rzeczki Trupieć (do Nidy) i Czarna (do Wisły). Z zachodniej partii torfowiska (rys. 3) w torfie wysokim wyodrębnia się warstwa silnie rozłożona, czarna, o stopniu rozkładu ok. 80% (poziom 95-105 cm wiercenia 21). Podobną warstwę silnie rozłożonego torfu (70-80%), ale w złożu torfu niskiego leśnego (Żurek, 1994c), napotkano w rezerwacie „Stare Biele” w Puszczy Knyszyńskiej (między innymi poziom 94-100 cm wiercenie III).

Próbki z obydwu warstw torfu zostały wydatowane w Laboratorium Radiowęglowym w Gliwicach. Gdyby torfy silnie rozłożone z tak odległych od siebie torfowisk odkładały się w podobnym czasie, można by sądzić, że jest to wykres wybitnej zmiany klimatu w kierunku suchości w młodszym holocenie Polski. Okazało się, że warstwa wysokiego torfu z „Białych Ługów” jest starsza i odkładała się  $3480 \pm 80$  lat temu (Gd-11211), a torf niski ze „Starych Bieli” jest młodszy i odkładał się  $2190 \pm 130$  lat temu (Gd-9497).

Jeśli te poziomy rekurencyjne porównamy z diagramem oscylacji klimatycznych post-glacjału Europy opracowanym przez Frenzela (1968), to mieszczą się one dobrze w dwóch wyraźniejszych oscylacjach klimatu ciepłego i suchego (rys.3c). Zmiany klimatyczne starszej oscylacji miały swe wyraźne odbicie w obniżaniu poziomu jezior południowej Szwecji, zaś zmiany młodszej oscylacji nie były do tej pory w Polsce szerzej akcentowane.



Rys. 3. Poziomy rekurencyjne w torfowiskach Polski; A-Przekrój stratygraficzny torfowiska „Białe Ługi”, B-Przekrój stratygraficzny torfowiska „Stare Biele”.

1 torf sfagnowy słabo rozłożony, 2-torf sfagnowo-węlniakowy silnie rozłożony, 3-torf turzycowo-sfagnowy przejściowy, 4 torf mechowiskowy, 5-torf turzycowiskowy, 6-torf oleisty (leśny i zakrzewieniowy), 7-gytla, 8 torf silnie rozłożony. C-oscylacje klimatyczne w postglacjale Europy (Frenzel, 1968), 1 klimat ciepły i/lub suchy, klimat chłodny i/lub wilgotny

D-położenie torfowisk; 1-„Stare Biele”, 2-„Białe Ługi”

Fig. 3. Recurrence surfaces in the mires of Poland; A-Stratigraphic cross-section „Białe Ługi” mires, B-Stratigraphic cross-section „Stare Biele” mires.

1-sphagnum peat poorly humified, 2-cotton-grass bog peat strongly humified, 3-sedge-sphagnum transition peat, 4-sedge-moss fen peat, 5-tall-sedge peat, 6-alderwood fen peat (forest and osier), 7-gyttja, 8-strongly humified peat.

C-Climatic oscillation in the Europe postglacial (Frenzel, 1968), -warm climat and/or dry, 2-cool climate and/or wet.

D-„Stare Biele” mires -1, and „Białe Ługi” mires -2

## 6. Podsumowanie

Procesy akumulacji w jeziorach i procesy torfotwórcze rozwijają się w strefie umiarkowanej Europy od 13000 lat. Wskazuje na to wiek początku akumulacji torfu i gytii w jeziorach i torfowiskach Polski oraz i innych krajów, określony metodą  $^{14}\text{C}$  i potwierdzany najczęściej metodą analizy pyłkowej. Dla obszaru kraju zestawiono profile z wydatowanym początkiem akumulacji w 84 warstwach gytii. Gwałtowny późnoglacialny rozwój jezior zakończył się w okresie preborealnym, a torfowiska zaczynają rozwijać się intensywniej od początku holocenu. Narastają one dość równomiernie we wszystkich okresach holocenu, z tym że w starszym holocenie dominuje proces zatorfienia jezior, a w holocenie młodszym (od początku subborealnego) zabagnianie gleb mineralnych. Proces zanikania jezior związany jest z okresami mniejszej wilgotności klimatu (eoholocen, koniec okresu atlantyckiego). Zmiany hydrologiczne w postaci zanikania przepływu wody gruntowej i wzrastająca dominacja zasilania wodą opadową są przyczyną narastania torfów wysokich. Proces ten wiąże się z okresami o mniejszej wilgotności (okres borealny, koniec okresu atlantyckiego, koniec okresu subborealnego, początek ostatniego tysiąclecia). Zmiany klimatyczne są też przyczyną powstawania warstw silnie rozłożonego torfu, między innymi „horyzontu granicznego” (Grenzhorizont, boundary horizon). Historia badań nad tym poziomem stratygraficznym torfowisk wykazuje, że nie jest on reperem litostratygraficznym dla holocenu i może nikiędy wiązać się z lokalnymi zmianami hydrologicznymi. W Polsce warstwy silnie rozłożone znalezione zostały w torfowiskach niskich, a ich wydatowanie metodą  $^{14}\text{C}$  umożliwi stwierdzenie, czy są one synchroniczne w różnych częściach kraju.

## Literatura

- Aaby B., 1976. Cyclic climate variations in climate over the past 5500 yr reflected in raised bogs. *Nature* v.263, s. 281–284.
- Alexanstrwicz S.W., Cichosz-Kostecka A., Florek E., Florek W., Orłowski A., Rączkowski W., Zachowicz J., 1989. Ewolucja doliny Słupi w późnym vistulianie i holocenie, *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, t. 15, z. 1–2.
- Balaga K., 1982, Vegetational history of the Lake Łukcze environment (Lublin, Polesie, E. Poland) during the lateglacial and Holocene, *Acta Paleobotanica*, v. 22, Nr 1., s. 7–22.
- Blytt A., 1876, Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. *Nyt. Mag. Naturvid.* 21, Christiania Oslo, s. 279–362.

- Baraniecka M.D., KOnecka-Betley K., 1987, Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin, Geogr. Study Spec. issue, nr 4, s. 151-170.
- Borówka R.K., 1990, Late Vistulian and Holocene denudation magnitude plateaus: case studies in the zone of maximum extent of the last ice sheet, Quatern. Stud. on Poland, v. 9, s. 5-31.
- Borówko-Dłużniakowa Z., 1961a, Badania palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem, Zeszyt Badań Czwartorzędowy w Polsce, t.10, s. 107-130.
- Borówko-Dłużniakowa Z., 1961b, Historia flory Puszczy Kampinoskiej w późnym glacialu i holocenic, Przegląd Geograficzny, t. 33, s. 365-382.
- Brykczyńska E., Więclawek A.J., 1983, Holocenska sukcesja roślinności w profilach Niechorze III i IV (Pomorze Zachodnie), Kwartalnik Geologiczny, t. 27, s. 581-594.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981, Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego, Annały UMCS, s. Botanika 35, s. 63.
- Casparic W.A. 1972, Bog development in southeastern Drenthe. Rijksuniv. Groningen, ss. 271.
- Chotinski N.A., 1971, The problem of the boundary horizon with special reference to the Shuvaloff peat bog. Appendix to Guide for field route, nr I-B, Moscow, s.1-41.
- Chotinski N.A., 1977, Gołocen siewiernej Jewrazii. Nauka, Moskwa, ss.200.
- Frenzel T., 1968, Zmiana klimatu na przejściu między okresem atlantyckim a subborealnym na półkuli północnej: dowody boraniczne, Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej, zeszyt 2/3, s.77-114.
- Frenzel B., 1983, Mires - repositories of climatic information or self perpetuating ecosystems? [w]: Mires: swamp, bog, fen and moor. 4A, Elsevier, Amsterdam, s. 35-65.
- Galon R., 1954, Wstępna wiadomość o opracowaniu dotyczącym zanikania jezior w Polsce, Przegląd Geograficzny, t. 26, z. 2, s. 81-91.
- Gerlach T., Koszarski L., Koperowa W., Koster F., 1972, Sediments lacustres post-glaciaires dans la depression de Jasło-Sanok, Studia Geomorphologica Carpatho - Balcanica, Kraków, v. 6, s. 37-61.
- Godwin II., 1954, Recurrence surfaces. Danmark. Geol. Unders. II, v.80, s.22-30.

- Granlund E., 1932, *De Svenska hökmossarnas geologi*. Sverig. Geol. Undersokn. Ser. C, 373, Stockholm, ss.193.
- Hjelmroos-Ericsson M., 1981. Holocene development of Lake Wielkie Gacno Area, north western Poland. Univ. Lund. Depart. Quat. Geol. Thes., 10, ss.101.
- Jasnowski M., 1962, Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, Wydział nauk Przyrodniczo - Rolniczych, t.10, ss.340.
- Kalinowska K. 1961, Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce, *Przegląd Geograficznych*, t.33, z.3, s. 511-518
- Kloss M., 1983, Differentiation and development of peatlands in hollows with run-off on young glacial terrains, *Pol. Ecol. Stud.*, v. 19, nr 3-4, s. 115-219.
- Koperowa W., 1962, Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej, *Acta Paleobotanica*, v. 2, z.3, s. 1-66.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1978, Problemy późnowürmskholocenskigo i holocenskigo rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. PTPN, Projekt Komisji Geograficzno-Geologicznej, t.19, s.1-57
- Kulczyński S., 1939/40, Torfowiska Polcsia, Projekt Rolno-Lcsny PAU, Kraków, ss.777.
- Latalowa M., 1988, A palaeobotanical study of the peat-bog at Orle in the Reda-Łeba ice-marginal valley. *Folia Quater.*, nr 58, s. 45-58.
- Latalowa M., Nalepka D., 1987, A study of the Late-glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area Silesian-Cracovian Upland, *Acta Palaeobotanica*, v.27, nr1, s. 75-115.
- Lundqvist G., 1962, Geological Radiocarbon Datings from the Stockholm station. *Sverig. Geol. Unders. Ser.C*, A.56, s.1.
- 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.109-127.
- Mamakowa K., 1962, Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie. *Acta Palaeobotanica*, v.3, z. 2, s. 1-57.
- Marck S., 1984, Przekształcanie jezior w torfowiska. Sprawozdanie Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, B, t.37, s.27-30.

Maruszczak H., 1966, Zagadnienie genezy wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Folia Sociologica Scientifica, Lublinian Section, D.*, t. 5/6 s.31-37.

Michczyński A., Pazdur M., 1994, Gliwicka baza danych datowań radiowęglowych - stan aktualny. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej s. Matematyka - Fizyka, z.71, Geochronometria nr 10*, s.47-59.

Mościcki W., Zastawny A., 1962, Gdańsk C-14 Dating Laboratory Measurements. *Acta Physica Polonica, v.22, nr2*, s.189-193.

Nalepka D., 1991, Lateglacial and Early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin preliminary results. *Geogr. Stud. Spec. iss.*, nr 6, s.63-74.

Neustadt M.J., 1957, Istorija lesow i paleogeografia SSSR w gołocenie. *Izd. AN SSSR, Moskwa*, ss.404.

Neustadt M.J.[Ed]. 1965, Paleogeografia i chronologija wierchniego plejstocena i gołocna po danym radiouglerodnego nietoda. „Nauka” Moskwa, ss.148.

Niewiarowski W., 1987, Development of lake Strażym Brodnica Lake District during the late-glacial and Holocene, *Acta Palaeobotanica, v.27, z.1*, s.251-268.

Nilsson T. 1964, Standardpollendiagramme und C 14 Datierungen aus dem Ageöds Mosse im mittleren Schonen. *Lunds Univ. Årsskrift, B. 59, nr 7*, s.1-52.

Obidowicz A., 1978, Genese und Stratigraphie des Moores "Bór na Czerwonym" in Orawa-Nowy Targ - Muldc. *Fragm. Flor. Geob.*, t.24, p.3, s.447-466.

Obidowicz A., 1990, Eine Pollenanalytische und Moorkundliche Studie zur vegetationsgeschichte des Podhale-Gebietes West-Karpaten, *Acta Palaeobotanica, v.30, nr 1-2*, s. 147-219.

Okuniewska-Nowaczyk I., 1987, Late Holocene history of the vegetation growing in the vicinity of Lake Skrzyńka, the Greater Poland National Park, obtained from pollen analytical data, *Acta Palaeobotanica, v. 27, nr 1*, s. 137-151.

Oświt J., 1973, Warunki rozwoju torfowisk w dolinie Dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych. *Rocznik Nauk Rolniczych, s. D, t.143*, s.1-80.

Oświt J., Żurek S., 1974, Stratygrafia i fazy rozwojowe torfowiska Otałążka, *Archeologia Polski, t.19, z.2*, s.367-377.

Oświt J., Żurek S., 1981. Rekonstrukcja rozwoju zabagnień w Pradolinie Biebrzy, *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu, Rolnictwo, z.38*, s.59-70.

Oświt J., Żurek S., Liwski S., 1980, Stosunki glebowe doliny Śliny na tle warunków wodnych, *Zeszyty Problemów Podstawowych Nauk Rolniczych*, z.234, s.159-194.

Overbeck F., 1975, *Botanisch-geologische Moorkunde*. Karl Wachholz, Ver. Neurnünster, ss. 719.

Overbeck F., Münnich K., Aletsee L., Averdieck F.R., 1957, Das Alter des "Grenzhorizonts" norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon Datierungen, *Flora*, Bd 145, s.37-71.

Pacowski R., 1967, *Biologia i stratygrafia torfowiska wysokiego Wieliszewo na Pomorzu Zachodnim*, *Zeszyty Problemów Postawowych Nauk Rolniczych* z.76, s.101-196.

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 Palaeobotanica*, Kraków, v.22, nr 1, s. 85-116.

Post L. von, 1910, Das Skagershultmoor. [w] *Pflanzenphysiognomische Studien auf Torfmooren in Närke*. Guide des excur. 11 Congr.Geol. Intern. Exc. A7 nr14, s.1-24.

Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, Late-glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. PWN, Warszawa Kraków, s.1-202.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quaternaria*, nr 57, s.91-127.

Rotnicki K., Latałowa M., 1986, Palaeohydrology and fossilization (of a meandering channel of Younger Dryas age in middle Prosna river valley, *Quater. Stud. Pol.*, v.7, s.73-90.

Sernander R., 1894, *Studier öfver den Gotlandska vegetationens utvecklingshistoria*. Akademisk of Handling, Uppsala, s.1-112.

Schneekloth H., 1965, Die Rekurrenzflächen im Grossen Moor bei Gifhorn eine zeitgleiche Bildung?. *Geo*

Rotnicki K., Latałowa M., 1986, Palaeohydrology and fossilization (of a meandering channel of Younger Dryas age in middle Prosna river valley, *Quater. Stud. Pol.*, v.7, s.73-90.

Sernander R., 1894, *Studier öfver den Gotlandska vegetationens utvecklingshistoria*. Akademisk of Handling, Uppsala, s.1-112.



Schneekloth H., 1965, Die Rekurrenzflächen im Grossen Moor bei Gifhorn eine zeitgleiche Bildung?. Geol. Jahrb. Bd. 83, s.477-496.

Stasiak J., 1971, Holocem Polski północno-wschodniej, PWN Warszawa, ss.110.

Stahl R. 1913, Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. Mitt.23. Gorssh. Mecklenburg. geol. Landesanstalt.

Sukaczew W.N., 1914, O pogranicznym gorizontie torfianików w swiazi s woprosom o kolebanii klimata w posleednikowoje wremija, Poczwowiedienie, 1914, 1/2, s.47-74.

Szczepanek K., 1982, Development of the peat-bog at Słopiec and the vegetational history of the Świętokrzyskie Holy Cross Mts in the last 10 000 years. Acta Palaeobotanica, v.22, nr 1, s.117-130.

Szczepankiewicz S., Szczypek P., 1974, Stanowisko Grzybiany. [w]: Przewodnik wycieczki krajoznawczego Sympozjum Wrocław-Poznań, 16-21 IX 1974. s.24-30.

Szupryczyński J., 1988, Relief Entwicklung des Wda-Sandcs. Wiss Ernst-Moritz-Arndt-Univ., v. 36, Greistwald.

Tobolski K., 1962, Próba określenia wieku wydym Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego metodą palinologiczną. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t.10, s.233-273.

Tobolski K., 1972, Wiek i geneza wydym przy południowo-wschodnim brzegu jeziora Łebsko. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. B, t.25, s.135-146.

Tobolski K., 1981, Results of paleobotanical investigations of deposits filling the paleomeander Jazskowo. Symposium „Palaeohydrology of temperate zone”, Guide-book of Excursion UAM s.31-35.

Tobolski K., 1987, Holocene vegetational development based on the Kluki reference site in the Gardno - Leba Plain, Acta Palaeobotanica, v.27, z.1, s.179-222.

Tomczak A., 1982, The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the late glacial and the Holocene. Geogr. Stud., Spec. issue, nr 1, s.109-129.

Tomczak A., 1987. Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the late glacial and the Holocene. Geogr. Stud., Spec. issue, nr 4, s.207-231.

Weber C.A., 1898, Die ursprüngliche Vegetation and Aufbau der Nordwest-deutschen Hochmoore. Sitzungber. Naturwiss. Vereins. Bremen.

- Weber C.A., 1910, Was lehrt der aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Postglazialer Zeit. Z. Deutsch. Geol., Ges v.62, nr 2.
- Więkowski K., 1968, Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski. Fol. Quater., nr 29, s.145-151.
- Więkowski K., 1993, Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów w wybranych jeziorach [w]: Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych, UJ Kraków, s. 88-97.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M. Wojciechowski K., 1991, Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, t.19, s.23-44.
- Zeist W. van, 1954, A contribution to the problem of the so-called „Grenzhorizont”. Palaeohistoria, nr 3.
- Żurek S. 1970, Geneza torfowiska RZB Biebrza na tle paleogeografii środowiska. Biblioteka Wiadomości, IMUZ, nr 33, s.255-243.
- Żurek S. 1975, Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. Przegląd Geograficzny IGPZ PAN, nr 110, s.1-107.
- Żurek S. 1984, Organic matter accumulation in European peatlands, Proceedings of the 7th Intern Peat Congress, v.II, Dublin, s.69-87.
- Żurek S. 1986, Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski na podstawie danych C-14, Przegląd Geograficzny t.58, z.3, s.459-477.
- Żurek S., 1990, Związek procesu zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski, Roczniki Nauk Rolniczych, s. D., Monografie, t.220 ss.174.
- Żurek S., 1992, Stratygrafia, rozwój i kierunki sukcesyjne torfowisk strufy wododziałowej w Puszczy Knyszyńskiej. Zeszyty Naukowe Politechniki Białostockiej, Inżynieria Środowiska, z.5 s.253-317.
- Żurek S., 1993a, Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach, Przegląd Geograficzny, t.64, z.1-2, s.75-95.
- Żurek S., 1993b, Początek i rozwój akumulacji biogenicznej w torfowiskach i jeziorach Polski, [w]: 42 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Kielce, s. 44-45.
- Żurek S., 1994a, Rozwój torfowisk wysokich Polski w holocenie [w]: 43 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Lublin, s.37-39.

Żurek S., 1994b, Stratygrafia torfowiska „Stare Biele” w Puszczy Knyszyńskiej, Instytut geografii WSP Kielce, (maszynopis).

Żurek S., 1995, Rozwój torfowisk a problem horyzontu granicznego. [w]: Torfowisko w badaniach naukowych i praktyce. IMUZ, Materiały seminaryjne, nr 34, s.109-120.

Żurek S., Więckowski K., 1972. The Maliszewskie Lake [w]: Excursion guide book, Symp. INQUA Sec. Part Polish Lowland. Poland 12-20 IX 1972, s.127-130.

## Abstract

This article develops some questions concerning the mires origin. Namely, there are discussed the beginnings of peat and gyttja accumulation in mires and lakes of Poland, the disappearance of lakes, the development of bogs during Holocene, and the relationship which exists between the boundary horizon and the temperate zone bogs. Empirical basis of the study consist of geological profiles in which initiation of the peat growth and gyttja accumulation was dated (respectively 161 and 84 profiles). The main stage of the origin of lakes was finished in the beginnings of the Preboreal period, and they started to disappear during Preboreal, Boreal and the early Subboreal period. Bogs grew from the Borcal period and the fens were turned into peat bogs during the dry periods of Holocene (Boreal, late Atlantic, Subboreal, and Subatlantic). The examination of boundary horizon in the temperate zone bogs did not the problem of what are the decisive factors of the bog origin: climatic or local (hyrologic) ones. Extensive paleogeographical studies are necessary for the discovery of the boundary horizon in Polish fens.