

## BUDOWA GEOLOGICZNA I EWOLUCJA TORFOWISKA WĘGLANOWEGO BAGNO STAW W POLESKIM PARKU NARODOWYM

### Geological structure and evolution of the alkaline fen Bagno Staw in the Polesie National Park

JAROSŁAW PIETRUCZUK\*

**Zarys treści.** Torfowisko Bagno Staw i Bagno Bubnów tworzą jeden z największych zwartych kompleksów torfowisk węglanowych we wschodniej Polsce. Głównym celem podjętych w tym rejonie badań było określenie warunków rozwoju torfowiska, odtworzenie paleomorfologii podłoża oraz kierunków sukcesji litofacjalnej. Na podstawie szczegółowego studium paleośrodowiskowego, bazującego na wielowskaźnikowej analizie osadów biogenicznych, obejmującej analizy sedimentologiczne, fizykochemiczne, makroszczątków roślinnych oraz datowania radiowęglowe, uzyskano nowy jakościowo materiał badawczy, dający podstawę do rozważań nad morfogenezą i ewolucją alkalicznych obiektów mokradłowych Polesia Lubelskiego. Wyniki analiz wskazują na: (1) bardzo urozmaiconą paleorzeźbę z licznymi odrębnymi basenami sedimentacyjnymi wypreparowanymi w węglanowym podłożu, (2) późnoglacialny wiek najstarszych osadów biogenicznych, (3) duże zróżnicowanie litofacjalne osadów w profilu głębokościowym przy niewielkim zróżnicowaniu lateralnym, dokumentujące dwie fazy limniczne przedzielone fazami sedimentacji torfowej. Sukcesja torfowiskowa postępowała od fazy mechowiskowej do fazy turzycowiskowej i turzycowiskowo-mechowiskowej.

**Słowa kluczowe:** osady biogeniczne, torfowiska węglanowe, rekonstrukcja paleogeograficzna, Polesie Lubelskie

**Abstract.** The fen of Bagno Staw, along with the fen of Bagno Bubnów, form one of the most dense complexes of alkaline fens in Eastern Poland. The main objective of this study was to determine the conditions for the development of the fen of Bagno Staw, to reconstruct the paleomorphology of the substrate and to establish the main directions of litofacial succession. Research material new in terms of quality was obtained on the basis of a detailed paleoenvironmental study based on multivariate analysis of biogenic sediments, which involves: sedimentological, physicochemical, plant macrofossils and radiocarbon dating analyses. The material provides the basis for reflections on the morphogenesis and evolution of alkaline wetlands in Lublin Polesie. The results of the analysis indicate that: (1) a very varied substratum form with numerous separate sedimentary basins developed in the carbonate substrate, (2) the oldest biogenic sediments are from the Late Glacial, (3) there is a large differentiation of litofacial deposits in the depth profile, with little differentiation in the horizontal profile, documenting the two limnic phases which are separated by peat deposits. Plant succession progressed from a moss-peat phase to a sedge peat and sedge-moss peat phase.

**Key words:** biogenic sediments, alkaline fens, paleogeography reconstruction, Polesie Lubelskie Lowland

## Wprowadzenie

Torfowisko Bagno Staw reprezentuje rzadki, węglanowy (alkaliczny) typ torfowiska niskiego, które w Polsce występują głównie na północy – w strefie młodoglacjalnej oraz na południu – w pasie gór i wyżyn (Herbichowa, Wołejko 2004; Buczek 2005; Waloch 2009). Ich rozmieszczenie uwarunkowane jest przede wszystkim obecnością podłoża zasobnego w węglany (Dobrowolski

2000; *Interpretation manual of European Union habitats* 2007; ŠefferoVá Stanová i in. 2008). Zasilanie ma charakter soligeniczny lub topogeniczny, a dostarczane wody bogate są w związki wapnia (Almendinger, Leete 1998; ŠefferoVá Stanová i in. 2008). Również roślinność zdominowana jest przez gatunki kalcyfilne (Almendinger, Leete 1998; *Interpretation manual of European Union habitats* 2007; Pawlikowski i in. 2011; ŠefferoVá Stanová i in. 2008; Wołejko i in. 2012). Torfowiska alkaliczne wyróżniają

---

\* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geologii i Paleogeografii, adres pocztowy: al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin; e-mail: j.pietruczuk@onet.pl

się wyraźną różnorodnością biologiczną, ich złoża cechuje odrębność litologiczna, paleomorfologiczna i geochemiczna, a funkcjonowanie uzależnione jest od specyfiki warunków geologicznych, geomorfologicznych i hydrologicznych (Dobrowolski 2000).

Torfowisko Bagno Staw znajduje się na Polesiu Lubelskim, zdominowanym przez krajobrazy hydrogeniczne (Buraczyński, Wojtanowicz 1982b; Buraczyński 1984; Dobrowolski 1998; Dobrowolski, Harasimiuk 2002; Harasimiuk, Dobrowolski 2010). W regionie tym występuje wiele zwartych kompleksów jeziornotorfowiskowych wykształconych bezpośrednio w skałach górnokredowych, które wielokrotnie były przedmiotem multidyscyplinarnych badań paleośrodowiskowych (Bałaga i in. 1981, 1998; Bałaga 1990, 2002, 2004, 2007a, b; Dobrowolski 1998, 2006; Dobrowolski i in. 2005, 2010; Kulesza i in. 2012). Decydującą rolę w ich rozwoju odegrały złożone procesy morfogenetyczne (krasowe i termokrasowe, nawiązujące do struktury kompleksu mezo-kenozoicznego) zachodzące na przełomie późnego glaciału i holocenu (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998; Dobrowolski 1998, 2006; Dobrowolski, Harasimiuk 2002; Harasimiuk, Dobrowolski 2010). Torfowisko Bagno Staw jest jednym z największych torfowisk węglanowych we wschodniej Polsce, które do tej pory nie było przedmiotem szczegółowych badań paleośrodowiskowych. Tymczasem kompleksowe badania tego typu obiektów stwarzają doskonałą okazję do pełniejszego zrozumienia mechanizmów ich powstania oraz kierunków ewolucyjnych. Głównymi celami podjętych badań było zatem: (1) rozpoznanie uwarunkowań geologicznych i morfologicznych stanowiska oraz (2) określenie jego głównych etapów ewolucyjnych na podstawie wielowskaźnikowego studium paleośrodowiskowego, które obejmowało szczegółowe analizy sedymentologiczne, paleobotaniczne, fizykochemiczne i datowania radiowęglowe.

## Obszar badań

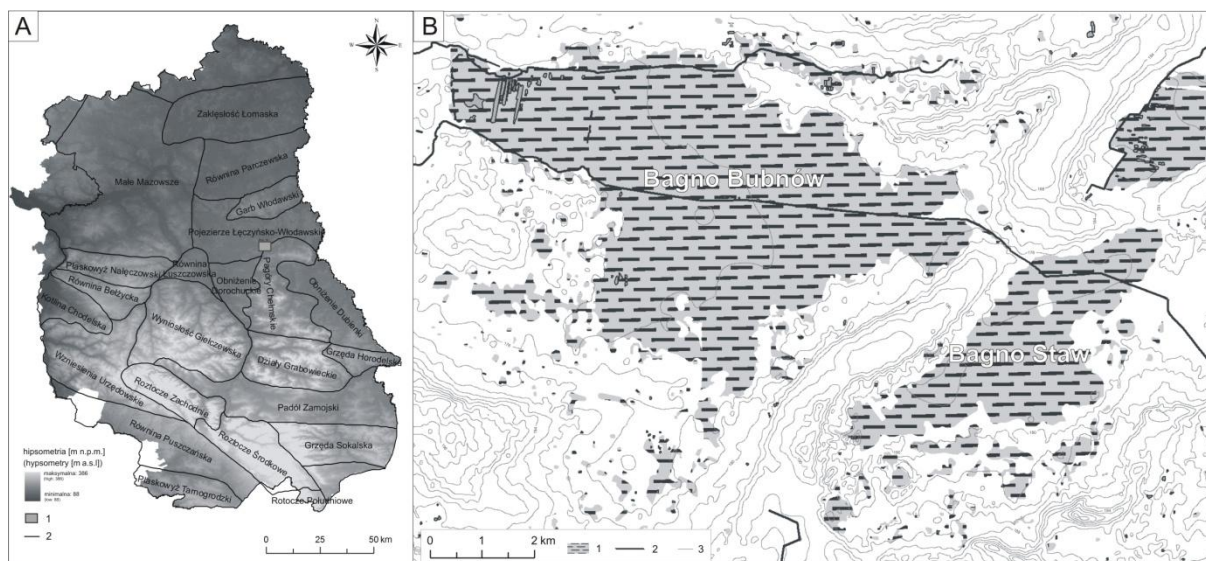
Torfowisko Bagno Staw znajduje się we wschodniej Polsce na pograniczu jednostek mezoregionalnych: Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, zaliczanego do pasa niżu wschodnioeuropejskiego i Pagórów Chełmskich, włączanych do wyżyn południowopolskich (Chałubińska, Wilgat 1954) (rys. 1A). Zajmuje rozległe kotlinowate obniżenie terenu w źródliskowym

odcinku doliny rzeki Włodawki. Misa torfowiska wykształcona została bezpośrednio w skałach węglanowych górnej kredy. Nadbudowę górnokredowego podłoża stanowi cienka pokrywa osadów glacygenicznych (głównie fluwioglacjalnych) ze zlodowacenia odry oraz rzeczno-peryglacjalnych ze zlodowacenia wisły (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b, 1982b). Przeważająca część Polesia Lubelskiego jest równinna, o niewielkich deniwelacjach (rzędu kilku metrów) i małych spadkach, nie przekraczających zazwyczaj 2°. Mimo pewnej monotonii krajobrazowej obszar ten charakteryzuje się dość dużym zróżnicowaniem genetycznym i typologicznym występujących tu form rzeźby (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b). W regionie dominują obszary o holocenijskiej akumulacji organogenicznej, wykształcone w postaci rozległych równin torfowych, które powstały poprzez wypełnienie dawnych mis jeziornych oraz zagłębień o różnej genezie. Ponadto w bezpośrednim otoczeniu torfowiska Bagno Staw występują wyraźnie zaznaczające się w krajobrazie formy glacyfluwalne ze zlodowacenia odry – pagórki kemowe i wały ozów (rys. 1B, 2). Największą formą tego typu jest oz na linii Karczunek–Gatyska–Kolonja Kulczyn (przebieg NE–SW zgodny z kopalną rynną w podłożu kredowym), o wysokości ok. 5 m, długości do 6 km i szerokości 200–400 m, który przegradza misy torfowiskowe Bagna Bubnów i Bagna Staw (Buraczyński, Wojtanowicz 1982b).

## Materiał i metody

### Rozpoznanie geologiczne i analizy sedymentologiczne

Rozpoznanie kontekstu geologicznego i paleomorfologicznego badanego obiektu wymagało wykonania, wzdłuż wyznaczonych geodezyjnie ortogonalnych transektów, serii płytkich wierceń przecinających kompleks osadów organogenicznych. Punkty sondowań rozplanowano w interwale 50 m w obrębie dwóch głównych osi o orientacji NE–SW i NW–SE oraz 100 m w pozostałej części torfowiska (rys. 3). Wiercenia były wykonane przy pomocy świdra ręcznego firmy Eijkelkamp z próbnikiem typu Instorf o długości 50 cm i średnicy 5 cm, zaś sondowania z wykorzystaniem próbnika żłobkowego – tzw. laski holenderskiej. Prace wiertnicze realizowano etapowo w latach 2012–2016. Łącznie wykonano 410 sondowań geologicznych. Wszystkie pobrane

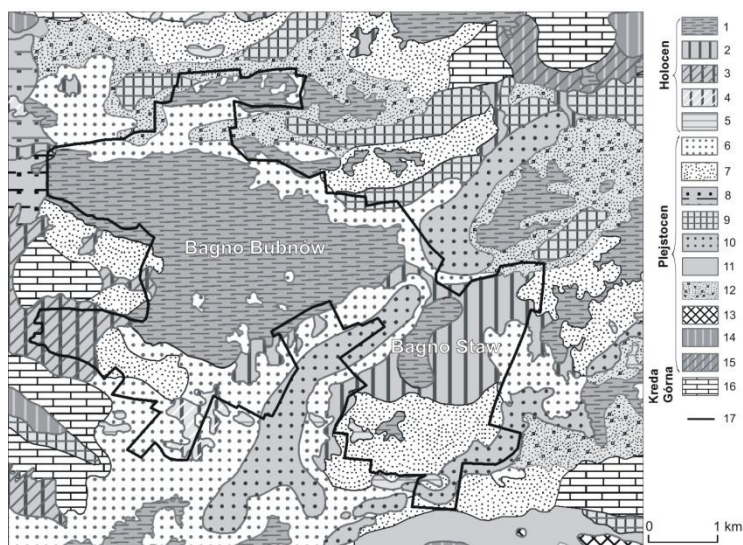


Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

A – na tle numerycznego modelu terenu województwa lubelskiego z granicami regionów podziału fizjograficznego województwa lubelskiego wg Chałubińskiej i Wilgata (1954): 1 – lokalizacja obszaru badań, 2 – granice regionów;  
 B – na tle mapy hipsometrycznej, z granicami torfowisk: 1 – torfowiska, 2 – rzeki, 3 – poziomic

Location of the study area

A – against the background of Digital Terrain Model (DEM) of the voivodeship Lublin with boundaries of regions in the physiographic division of the voivodeship Lublin by Chałubiński and Wilgat (1954): 1 – location of the study area, 2 – boundary of regions; B – against the background of hypsometric map with boundary of fens: 1 – peatlands, 2 – rivers, 3 – contour lines



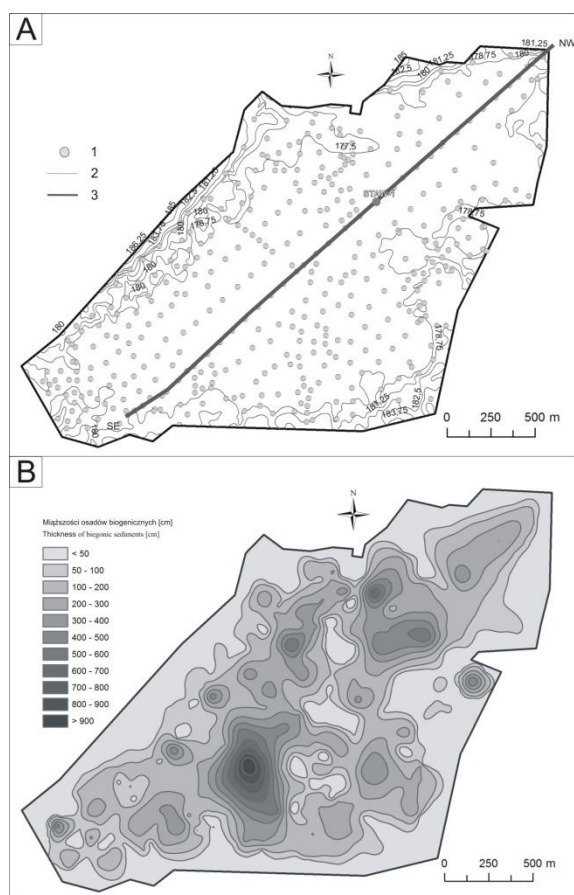
Rys. 2. Mapa geologiczna obszaru badań na podstawie SMGP w skali 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a), ark. Kołaczce (Buraczyński, Wojtanowicz 1982a), ark. Sawin (Buraczyński, Wojtanowicz 1988)

1 – torfy niskie, 2 – namuły torfiaste, 3 – namuły torfiaste na marglach kredy górnej, 4 – namuły torfiaste na piaskach jezioro-rozlewiskowych, 5 – namuły zagłębień bezodpływowych, 6 – piaski jezioro-rozlewiskowe, 7 – piaski jezioro-rozlewiskowe na marglach kredy górnej, 8 – piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne, 9 – piaski i mułki kemów, 10 – piaski i żwiry ozów, 11 – piaski i żwiry lodowcowe, 12 – piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe dolne i górne, 13 – piaski, żwiry i głązy moren czołowych,

14 – gliny zwałowe, 15 – gliny zwałowe miejscami na marglach kredy górnej, 16 – margle, wapienie margliste, opoki i kreda pizująca, 17 – granice Poleskiego Parku Narodowego

Geological map of the study area on the basis of Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50 000, Orzechów Nowy sheet (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a), Kołaczce sheet (Buraczyński, Wojtanowicz 1982a), Sawin sheet (Buraczyński, Wojtanowicz 1988)

1 – fen peats, 2 – peaty muds, 3 – peaty muds on marls, 4 – peaty muds on sands, 5 – peaty of closed depressions, 6 – lacustrine-flood sands, 7 – lacustrine-flood sands on marls, 8 – fluvioperiglacial sands and silts, 9 – kames sands and silts, 10 – esker sands and gravels, 11 – glacial sands and gravels, 12 – sands and glaciofluvial sands with gravels lower and upper, 13 – sands, gravels and boulders end moraine, 14 – tills, 15 – tills on marls, 16 – marls, marly limestones and chalkstone, 17 – boundary of Poleski National Park



Rys. 3. Stanowisko badawcze Bagno Staw

A – rozmieszczenie wierceń geologicznych torfowiska Bagno Staw: 1 – lokalizacja wierceń geologicznych, 2 – poziomicze, 3 – przebieg przekroju geologicznego (rys. 4);  
 B – szkic miąższości osadów biogenicznych torfowiska Bagno Staw

#### Bagno Staw site

A – distribution of geological drillings in the fen Bagno Staw: 1 – location of geological drillings, 2 – contour lines, 3 – direction of the geological cross-sections (Fig. 4);  
 B – sketch of the thickness of biogenic sediments in the fen Bagno Staw

rdzenie osadów zostały szczegółowo opisane z zastosowaniem formuły Troles-Smith'a (Troles-Smith 1955), a następnie sprowadzono je do jednej bazy danych w środowisku GIS. Na podstawie zmienności charakteru osadów zapis litologiczny rozbudowano o wydzielenie poziomów sedymentacyjnych. Dzięki zastosowaniu narzędzia *Topo to Raster* w programie ArcMap 9.3 wypracowano modele przedstawiające sytuację litologiczną (m.in. prezentowany w pracy szkic miąższości osadów biogenicznych) i paleomorfologiczną. W północno-wschodniej części badanego obiektu, w miejscu występowania największego i najgłębszego basenu sedymentacyjnego pobrano rdzeń o niezaburzonej strukturze wewnętrznej osadów, oznaczony w dalszej czę-

ści pracy jako STAW-1 (lokalizacja na rys. 3A), który wykorzystano jako materiał analityczny do szczegółowych oznaczeń laboratoryjnych: fizykochemicznych, makroszczątków roślinnych oraz datowania radiowęglowego.

### Analiza makroszczątków roślinnych

Materiał do oznaczenia makroszczątków roślinnych pobierano w interwale 5 cm z rdzenia STAW-1. Wszystkie próby przesiewane były na mokro na sitach o średnicy oczek 0,25 mm i 0,125 mm. Tak wypreparowany materiał został zabezpieczony w roztworze wody destylowanej, alkoholu etylowego i gliceryny, w stosunku objętościowym 1/3. Przygotowane preparaty analizowano przy użyciu mikroskopu stereoskopowego w powiększeniu 10-100x. Do oznaczenia makroszczątków roślinnych wykorzystano dostępne klucze i atlasy (Grosse-Brauckmann 1972, 1974; Grosse-Brauckmann, Streit 1992; Tobolski 2000).

### Analizy fizykochemiczne

Analizy fizykochemiczne obejmowały określenie zawartości: (1) materii organicznej, (2) popielności oraz (3) węgla wapnia. Materia organiczna oznaczona została przy użyciu metody strat prażenia przy spalaniu próbki osadu w piecu muflowym w temperaturze 550°C (Dobrzański i in. 1987; Myślińska 2001). Równocześnie z obliczaniem zawartości substancji organicznej możliwe było wyliczenie części popielnej, określanej inaczej jako popiół surowy, czyli pozostałością po prażeniu (Tobolski 2000). Oznaczano ją jako procentową zawartość popiołu w stosunku do suchej masy próbki. Zawartość węgla wapnia określono objętościową metodą Scheiblera, polegającą na oznaczeniu gazowego dwutlenku węgla wydzielonego z rozkładu węgla wapnia podczas działania kwasu solnego na próbkę osadu (Dobrzański i in. 1987).

### Datowania radiowęglowe

Pomiary wykonano w Laboratorium Radiowęglowym Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Oznaczono wiek 6 próbek osadów o największej zawartości substancji organicznej z głębokości: 140–145 cm, 272–277 cm, 384–389 cm, 400–404 cm, 428–432 cm i 449–453 cm. Próbkę potraktowano 2% kwasem chlorowodorowym w celu usunięcia węglanów i przeniesienia do benzenu (Pazdur i in. 2003; Tudyka i in. 2015).

Uzyskane daty radiowęglowe zostały skalibrowane za pomocą programu kalibracyjnego OxCal 4.2 (Bronk Ramsey i in. 2010) z wykorzystaniem krzywej kalibracyjnej IntCal13 (Reimer i in. 2013).

## Wyniki

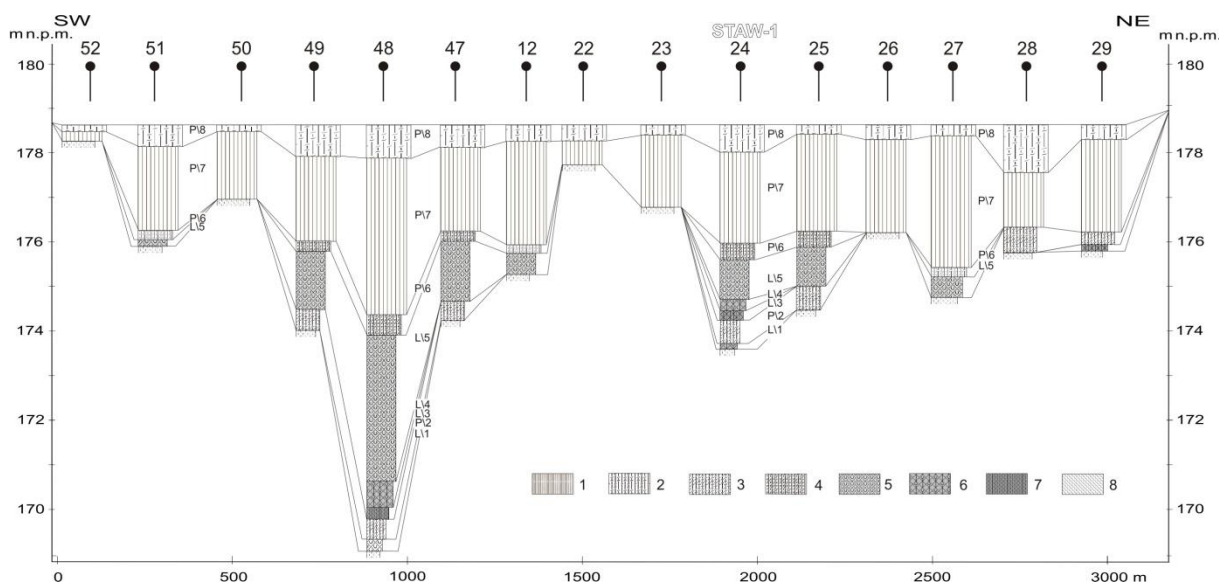
### Rozpoznanie geologiczne

Podłoże mineralne jest bardzo urozmaicone, a w jego obrębie wyraźnie zaznaczają się kopalne zagłębienia bezodpływowe. Największa ich koncentracja występuje w północno-wschodniej i południowo-zachodniej części torfowiska. Formy te charakteryzują się zróżnicowaną głębokością i powierzchnią oraz regularnym kształtem. Rozdzielają je liczne garby i grzędy kredowe, które pozwalają na wydzielenie kilku mniejszych, wyraźnie wyodrębniających się w paleomorfologii obszarów. Garby są czytelne we współczesnej morfologii torfowiska, a ich strop znajduje się niespełna kilkadziesiąt cm poniżej obecnej powierzchni (ok. 174–176 m n.p.m.). Najważniejsza linia kilku garbów przebiega przez całą powierzchnię Bagna Staw, wzdłuż zorientowanej południkowo linii. Dzieli ona tym samym torfowisko na dwie symetryczne części: wschodnią i zachodnią (rys. 3B). W mniej roz-

członkowanej części zachodniej znajduje się największe kopalne obniżenie o głębokości ok. 10 m oraz kilkanaście mniejszych zagłębień, o głębokościach mniejszych niż 3,5 m. Najmniej urozmaiconą rzeźbą podłoża charakteryzuje się południowo-zachodnia część torfowiska. Płytsza część wschodnia dodatkowo rozczłonkowana jest kolejnymi liniami garbów, które dzielą obiekt na jeszcze mniejsze fragmenty. Największe zagłębienie w tej części ma ponad 6 m głębokości (rys. 3B).

Rozpoznanie litologiczne utworów budujących torfowisko Bagno Staw wskazuje na znaczne zróżnicowanie litofacjalne osadów biogenicznych w układzie głębokościowym oraz dość niewielkie w układzie przestrzennym (zwłaszcza w części stropowej). Na osady organogeniczne składają się dwa odmienne genetycznie segmenty: limniczny (kod L) i telmatyczny (kod P) (rys. 4).

Podłoże mineralne całego torfowiska stanowi ilasta zwietrzelina kredy piszącej, często z cienką warstwą przykrywających ją piasków i ilów piaszczystych. W dnach największych zagłębień spąg osadów biogenicznych wykształcony został w postaci gytii wapienno-detrytusowej (L1), często z dodatkiem licznych szczątków roślinnych. Miąższość tej jednostki jest stosunkowo niewielka i waha się w granicach od 10 do 30 cm.



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez torfowisko Bagno Staw w transekcie NW–SE

1 – torf turzycowy, 2 – torf turzycowo-mszysty, 3 – torf mszysto-turzycowy, 4 – torf mszysto-trzciniowo-turzycowy, 5 – gytia wapienna, 6 – gytia wapienno-detrytusowa, 7 – gytia detrytusowa, 8 – il spiazczony

Geological cross-section of the fen Bagno Staw in NW–SE transect

1 – sedge peat, 2 – sedge-moss peat, 3 – moss-sedge peat, 4 – sedge-reed-moss peat, 5 – calcareous gyttja, 6 – calcareous-detritus gyttja, 7 – detritus gyttja, 8 – sandy clay

W dnach mniejszych zagłębień nie stwierdzono jej występowania. Kolejną jednostkę (P<sub>2</sub>) również rejestrowano wyłącznie w dnach największych zagłębień, gdzie stanowi drugi człon sukcesji osadowej. Jednak już w brzeźnych częściach tychże zagłębień jest to ogniwo inicjujące sukcesję telmatyczną. Osady jednostki P<sub>2</sub> wykształcone są w postaci średnio lub słabo rozłożonych torfów turzycowo-mszystych o miąższości od 20 do 50 cm. Granica między L<sub>1</sub> a P<sub>2</sub> ma zazwyczaj charakter ostry, podobnie jak stropowa część jednostki P<sub>2</sub>, którą przykrywają osady limniczne wykształcone w postaci gytii wapienno-detrytusowej (L<sub>3</sub>). Miąższość tej serii jest zróżnicowana i wynosi od 15 do 75 cm. Jednostka L<sub>3</sub> przechodzi gradacyjnie w warstwę gytii detrytusowej (L<sub>4</sub>). Bardzo często zawiera znaczącą ilość nierozłożonych, bądź słabo rozłożonych fragmentów roślin. Maksymalna miąższość tego poziomu nie przekracza 30 cm. Jednostka L<sub>4</sub> ogranicza się wyłącznie do kilku największych zagłębień, których głębokość przekracza 4 m i przechodzi łagodnie w jednostkę L<sub>5</sub>, wykształconą w postaci gytii wapiennej. Miąższość tej warstwy jest bardzo zróżnicowana i waha się od 20 cm do ponad 3 m. Jednostka L<sub>5</sub> w większości przypadków kończy się gwałtownym przejściem w torfy mszysto-trzcinowo-turzycowy (P<sub>6</sub>). Występują one wyłącznie w warunkach, kiedy podścielają gytie wapienne. Nie stwierdzono, aby stanowiły pierwszy segment osadów organogenicznych. Ich miąższość zazwyczaj jest niewielka i średnio wynosi 20 cm. Jednostka P<sub>6</sub> przechodzi stopniowo w torfy turzycowe (P<sub>7</sub>), które rozprzestrzenione są na całej powierzchni torfowiska, gdyż stanowią pierwszy segment osadów biogenicznych w miejscach nie objętych wcześniejszą sukcesją, czyli w najpłytszych zagłębieniach i na garbach kredowych. Jej miąższość wykazuje największe zróżnicowanie i waha się między 10 cm a 3,75 m. Strop złoża torfowiska Bagno Staw charakteryzuje się zbliżonym kierunkiem sukcesji dla całej jego powierzchni. Wykształcony jest w postaci torfów mszysto-turzycowych (P<sub>8</sub>), które cechuje niski stopień rozłożenia i miąższość od 10 do 60 cm.

### Analizy fizykochemiczne

Na podstawie zmienności cech fizykochemicznych osadów wydzielono 5 poziomów geochemicznych, odpowiadających głównym fazom ewolucyjnym torfowiska (rys. 5):

**Geochem I** – zbudowany z osadów mineralnych (ilastej zwietrzliny kredy piszącej i piasków różnoziarnistych), w których zawartość

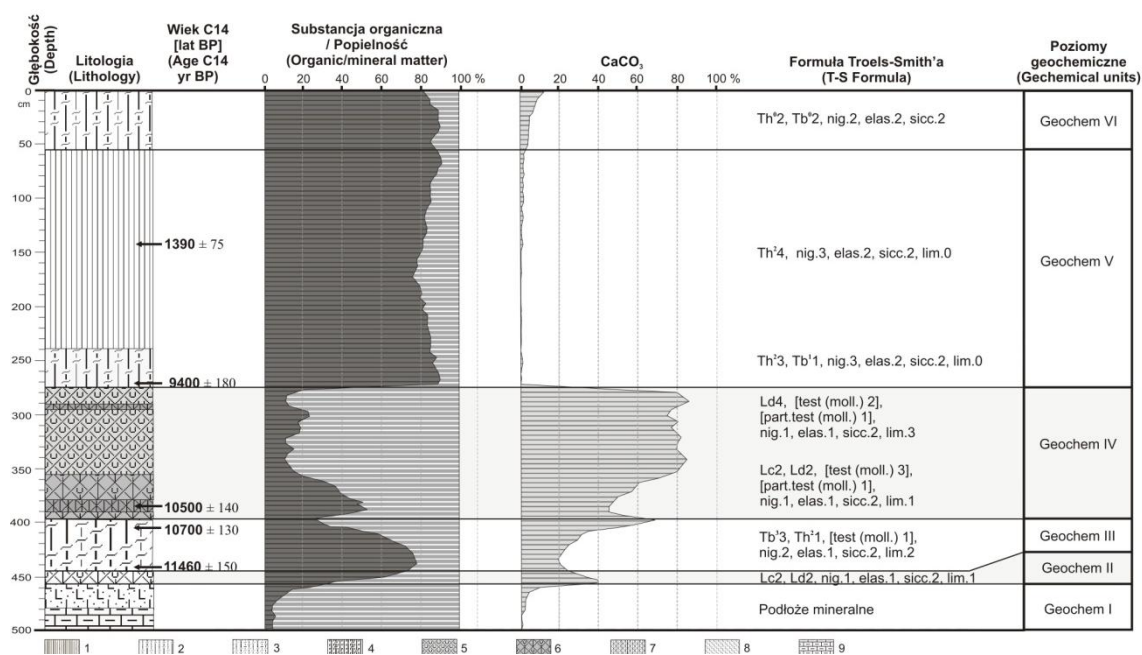
substancji organicznej jest minimalna i nie przekracza 6%. Zawartość CaCO<sub>3</sub> wzrasta od 1% w spągu do ponad 10% w części stropowej.

**Geochem II** – nawiązuje do najniższego ogniwa utworów biogenicznych, reprezentowanych przez osady jeziorne. W strefie tej obserwowany jest progresywny wzrost zawartości substancji organicznej do ponad 60% w stropie. Równie znacząco wzrasta zawartość węglanu wapnia (od 8 do 40%, z maksimum na głębokości 455 cm), co nawiązuje do różnic litofacjalnych osadów limnicznych. Minimalne zawartości CaCO<sub>3</sub> rejestrowane są dla gytii detrytusowej, zaś maksymalne we wkładkach gytii wapienno-detrytusowej.

**Geochem III** – odpowiada ciąglej warstwie torfów mszystych i turzycowo-mszystych. Poziom ten charakteryzuje się dalszym systematycznym wzrostem zawartości substancji organicznej (do ok. 80%). Jednocześnie zaznacza się znaczny spadek zawartości CaCO<sub>3</sub> – do 20% na głębokości 435 cm.

**Geochem IV** – zbudowany z osadów jeziornych, wykształconych głównie jako gytia wapienno-detrytusowa (w części dolnej) i wapienna (w górnej części). Zawartość substancji organicznej zmniejsza się od 40% do 10% na przejściu gytii wapienno-detrytusowej w wapienną. Na głębokości 280–350 cm odnotowano największą zawartość CaCO<sub>3</sub>, wynoszącą 75–85%. Wartości takie wg klasyfikacji Markowskiego (1980) pozwalają nazwać ten osad kredą jeziorną.

**Geochem V** – wyróżnia się znaczącym wzrostem zawartości substancji organicznej (wartości przeciętne mieszczą się w granicach 75–90%) i najmniejszym udziałem bezwęglanowej materii mineralnej. Poziom ten odpowiada zmianie kierunku sukcesji litofacjalnej z osadów limnicznych na telmatyczne (torfy turzycowe i mszysto-turzycowe). Zmiany mają charakter gwałtowny, z ostrą granicą rozdzielającą oba środowiska osadotwórcze. W stropowych warstwach zaznacza się wzrost zawartości materii mineralnej z 5% na głębokości 50 cm do ponad 15% na poziomie gruntu. Wyższe zawartości części mineralnych w tym poziomie mogą odpowiadać zmianom wywołanym dwoma czynnikami: (1) mineralizacją substancji organicznej i uruchomieniem procesu murszenia torfu lub (2) zwiększoną dostawą materii mineralnej. Decydującą rolę w obu przypadkach odgrywa gospodarcza działalność człowieka, która w sposób bezpośredni (budowa kanałów i rowów melioracyjnych) lub pośredni (wylesianie zlewni torfowiska) wpływa na torfowisko.



Rys. 5. Litologia, wiek, zapis wg formuły Troels-Smith'a oraz wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu STAW-1

1 – torf turzycowy, 2 – torf turzycowo-mszysty, 3 – torf mszysto-turzycowy, 4 – torf mszysto-trzciniowo-turzycowy, 5 – gytia wapienna, 6 – gytia wapienno-detrytusowa, 7 – gytia detrytusowa, 8 – il spiazyczny, 9 – ilasta zwietrzelina skał gómkredowych (kredy piszącej)

Lithology, age, record according to the T-S formula and analysis of basic physico-chemical characteristics of sediments for the profile STAW-1

1 – sedge peat, 2 – sedge-moss peat, 3 – moss-sedge peat, 4 – sedge-reed-moss peat, 5 – calcareous gyttja, 6 – calcareous-detritus gyttja, 7 – detritus gyttja, 8 – sandy clay, 9 – weathered chalk

### Analiza makroszczątkowa

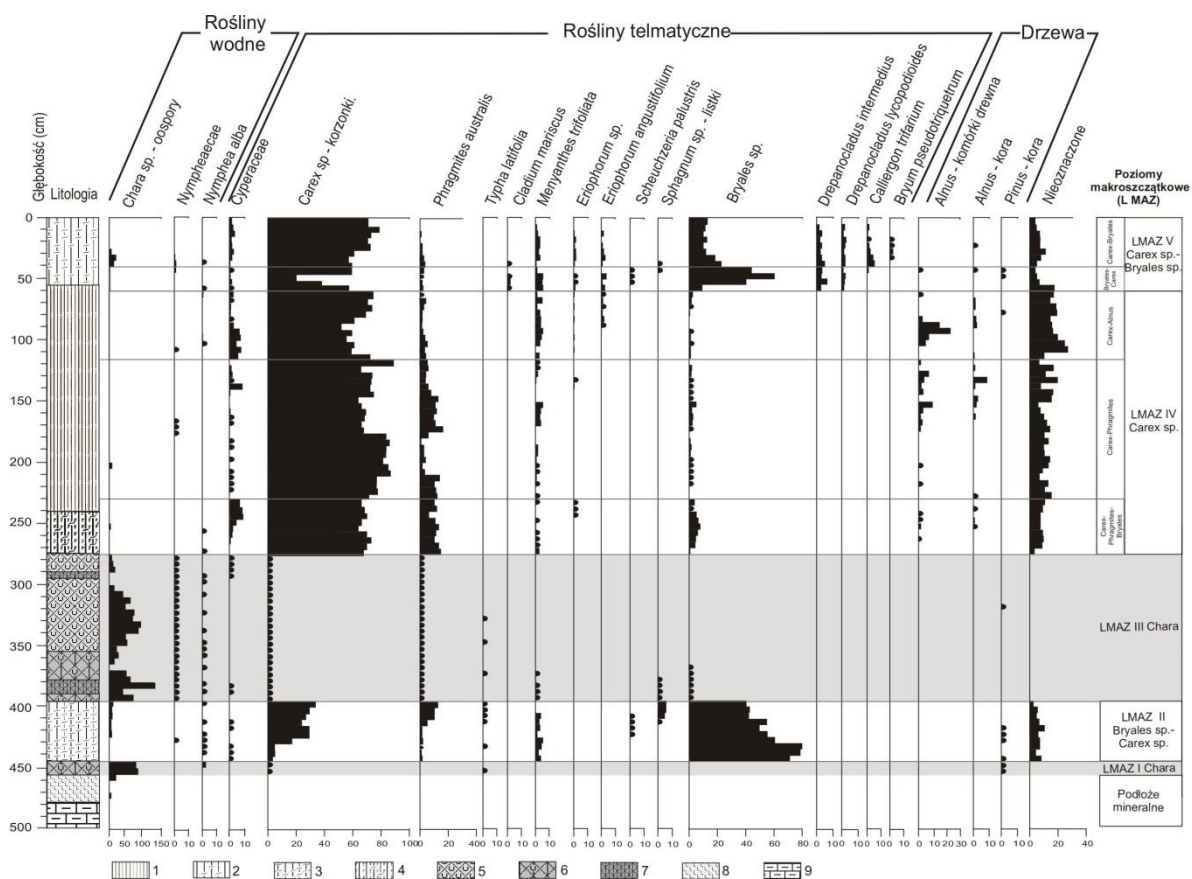
Na podstawie analizy szczątków roślin wyróżniono 5 poziomów (*Local Macrofossil Assemblage Zones* – LMAZ), odpowiadających głównym fazom rozwoju torfowiska Bagno Staw (rys. 6).

**LMAZ-1** (etap jeziorny – *Chara*) – obejmuje swym zasięgiem odcinek rdzenia na głębokości 445–455 cm, odpowiadający litogenetycznie płytkowodnej sedymentacji gytii wapienno-detrytusowej. Zawiera fragmenty głównie turzyc (*Carex* sp.), mchów brunatnych (*Bryales*), trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) oraz w mniejszym stopniu bobrka trójlistkowego (*Menyanthes trifoliata*) i grzybienia białego (*Nymphaea alba*).

**LMAZ-2** (etap turzycowiskowo-mechowiskowy) – zidentyfikowany na głębokości 395–445 cm. Wśród roślinności torfotwórczej dominowały zbiorowiska mchów brunatnych. W początkowej fazie sedymentacji udział *Bryales* wynosił maksymalnie 85%, jednak w końcowej spadł do 35%. Niestety stopień rozłożenia mchów uniemożliwił przypisanie ich do konkretnych

gatunków. Spośród innych zbiorowisk najczęściej występowały turzycy *Carex* sp. (do 30%), trzcina pospolita (*Phragmites australis*) oraz w początkowym etapie bobrek trójlistkowy (*Menyanthes trifoliata*). W końcowej fazie zaczęła pojawiać się roślinność torfowcowa (średnio 5%). Wśród makroszczątków odnotowano także obecność grzybienia białego (*Nymphaea alba*), pałki szerokolistnej (*Typhalatifolia*), bagnicy torfowej (*Scheuchzeria palustris*) oraz drewna olszy (*Alnus glutinosa*).

**LMAZ-3** (etap jeziorny – *Chara*) – litogenetycznie odpowiada sedymentacji gytii wapienno-detrytusowej (głębokość 355–395 cm) oraz gytii wapiennej (275–355 cm). Wśród makroszczątków roślinnych największy udział mają turzycy *Carex* sp. oraz trzcina pospolita (*Phragmites australis*). W początkowej fazie (350–395 cm) zaznaczał się także dość duży udział mchów brunatnych. W górnej części tego poziomu, zwłaszcza na głębokości 300–325 cm, w większej niż do tej pory skali pojawiły się rośliny z rzędu grzybieniotowych (*Nymphaeaceae*).



Rys. 6. Diagram makroszcątków roślinnych profilu STAW-1

- 1 – torf turzycowy, 2 – torf turzycowo-mszysty, 3 – torf mszysto-turzycowy, 4 – torf mszysto-trzciniowo-turzycowy,  
5 – gytia wapienna, 6 – gytia wapienno-detrytusowa, 7 – gytia detrytusowa, 8 – il spiazyczny,  
9 – ilasta zwierzelina skał górnokredowych (kredy piszącej)

## Plant macrofossil diagram of the profile STAW-1

- 1 – sedge peat, 2 – sedge-moss peat, 3 – moss-sedge peat, 4 – sedge-reed-moss peat, 5 – calcareous gytija,  
6 – calcareous-detritus gytija, 7 – detritus gytija, 8 – sandy clay, 9 – weathered chalk

**LMAZ-4** (etap turzycowiskowy) – obejmuje swym zasięgiem odcinek na głębokości 55–275 cm. Wśród roślinności torfotwórczej dominowały turzycy *Carex* sp., których udział utrzymywał się w granicach 50–85%. Ze względu na rodzaj domieszki wyróżnić można 3 subpoziomy (LPAZ-4a-c). W subpoziomie LMAZ-4a (głębokość 235–275 cm) obok turzyc zaznacza się udział trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) od 5 do 15% oraz mchów brunatnych (*Bryales*) do 10%. LMAZ-4b (głębokość 115–235 cm) odpowiada w początkowym etapie zanikowi roślinności mechowiskowej oraz powolnemu spadkowi udziału trzciny pospolitej (*Phragmites australis*). Subpoziom LMAZ-4c (głębokość 55–115 cm) wydzielony został przede wszystkim na podstawie zmniejszonego udziału trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) poniżej 5% oraz

obecności drewna, głównie z rodziny sosnowatych (*Pinaceae*). We wszystkich trzech subpoziomach wykazano także obecność roślin z rzędu grzybieniowatych (*Nymphaeaceae*) i ciborowatych (*Cyperaceae*) oraz bobrka trójlistkowego (*Menyanthes trifoliata*) i wełnianki wąskolistnej (*Eriophorum angustifolium*).

**LMAZ-5** (etap mechowiskowo-turzycowiskowy) odpowiada warstwie przypowierzchniowej (głębokość 0–55 cm). Skala zachodzących zmian wśród roślinności torfotwórczej także tutaj spowodowała wydzielenie dwóch subpoziomów LMAZ-5a i LMAZ-5b. W pierwszym z nich na głębokości 40–55 cm zaznacza się bardzo duży wzrost udziału mchów brunatnych (60%), wśród których dominują *Drepanocladus intermedius* i sierpowiec widłakowaty (*Drepanocladus lycopodioides*). Ekspansja



mchów odbyła się kosztem turzyc *Carex* sp., których udział spadł do 20%. W LMAZ-5b sytuacja jest odwrotna, można zaobserwować wzrost udziału turzyc *Carex* sp. (ponad 70%) kosztem mchów brunatnych, wśród których oprócz wcześniej wspomnianych zaznacza się większy udział mokradłosza żmijowatego (*Calliergon trifarium*) oraz *Bryum pseudotriquetrum*. Domieszkę

stanowi ta sama grupa roślin, która występowała w poziomie LMAZ-4.

### Datowania radiowęglowe

Dla stanowiska Bagno Staw (profil STAW-1) wykonano 6 oznaczeń wieku radiowęglowego osadów. Zestawienie wyników przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Wyniki datowań radiowęglowych dla stanowiska STAW-1

Results of radiocarbon dating for the STAW-1

Nazwa próbki Sample name	Głębokość [m] Depth [m]	Numer lab. Lab. No	Wiek <sup>14</sup> C [lat BP] Age <sup>14</sup> C [yr BP]	Wiek kalendarzowy (kalibrowany) – przedziały 68% Calibrated age [yrs cal BP] – range 68%	Wiek kalendarzowy (kalibrowany) – przedziały 95% Calibrated age [yrs cal BP] – range 95%
STAW-1/1	1,40–1,45	GdS-3057	1390±75	1385–1260 (65,6%) 1200–1190 (2,6%)	1520–1455 (3,7%) 1420–1175 (91,7%)
STAW-1/2	2,72–2,77	GdS-1896	9400±180	11070–10950 (12,1%) 10870–10840 (2,2%) 10820–10400 (53,9%)	11170–10240 (95,4%)
STAW-1/3	3,84–3,89	GdS-1902	10500±140	12630–12370 (44,2%) 12360–11230 (17,9%) 12210–12160 (6,1%)	12710–11980 (95,4%)
STAW-1/4	4,00–4,04	GdS-1903	10700±130	12740–12530 (66,9%) 12460–12440 (1,3%)	12870–12370 (91,7%) 12350–1223 (3,0%) 12210–12170 (0,7%)
STAW-1/5	4,28–4,32	GdS-3055	11460±150	13440–13160 (68,2%)	13590–13040 (95,4%)
STAW-1/6	4,49–4,53	GdS-3064	10230±200	12390–12260 (9,6%) 12250–11610 cal (58,6%)	12550–11280 (95,4%)

## Dyskusja

### Fazy rozwoju torfowiska

Na podstawie zebranego materiału dokumentacyjnego możliwe było wyróżnienie 4 etapów ewolucyjnych torfowiska Bagno Staw (rys. 7).

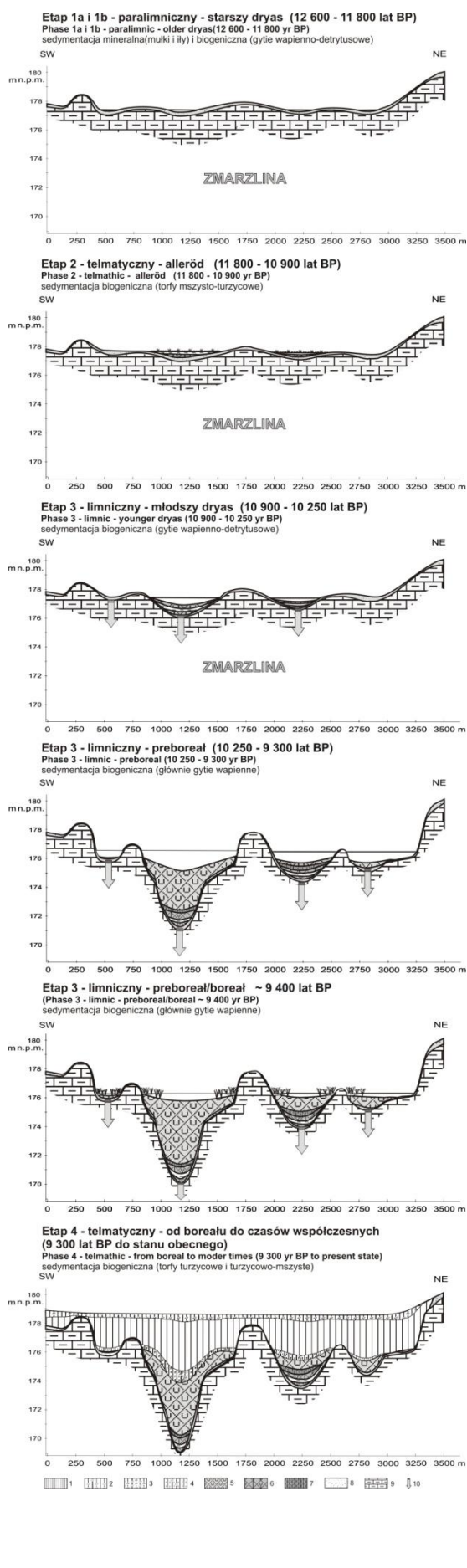
#### Etap 1 – paraliczny

Przypada najprawdopodobniej na starszy dryas i wiąże się z funkcjonowaniem płytkowodnego zbiornika wodnego lub rozlewiska. Początkowo dominowała sedymentacja mineralna, dokumentowana litofacjalnie przez spągową warstwę masywnych ilów piaszczystych. W później-

szej fazie osadzone były już wyłącznie osady biogeniczne, reprezentowane przez gytie wapienno-detrytusową (L\1). W podłożu nadal utrzymywała się wieloletnia zmarzlina, która uniemożliwiała pionową cyrkulację wód podziemnych i decydowała zarazem o płytkowodnym charakterze zbiornika.

#### Etap 2 – telmatyczny

Związany z zanikiem płytkowodnego zbiornika i inicjacją sedentacji biogenicznej. Dokumentuje to obecność torfów z dużym udziałem mchów brunatnych (P\2). Początek tego etapu wiąże się z postępującym wypływaniem zbiorników wodnych w wyniku sedymentacji osadów limnicznych,



prowadzącym do częściowego zarastania płytkich zbiorników w wyniku sukcesji mchów kalcyficznych. Wyniki radiowęglowe wskazują, że moment ten przypada na alleröd, ostatnie ciepłe wahnięcie klimatyczne późnego glacjału. Krajobraz miał wówczas charakter jeziorno-torfowiskowy, a w bliskim sąsiedztwie zbiorników wodnych rozwijały się torfowiska mszyste (Bałaga 2010). Pod koniec tego etapu dochodziło prawdopodobnie do powolnego podtapiania i zabagniania stanowiska. Najlepiej jest to widoczne w krzywej popielności, która wykazuje wyraźną tendencję wzrostową. Dodatkowo fakt ten dokumentuje pojawienie się ramienic (*Chara* sp.). W związku z poprawą warunków termicznych i związaną z tym postępującą degradacją zmarzliny, w wyniku powolnej subsydencji podłoża mineralnego, możliwy był proces pogłębiania zbiornika. Przemawia za tym pojawienie się poziomu P<sub>2</sub>, zarówno w spągu największych zagłębień, jak i w ich części brzegowej.

### Etap 3 – limniczny

Zapoczątkowany został w młodszy dryasie, w którym w wyniku postępującej subsydencji podłoża ma miejsce systematyczny wzrost poziomu wody. We wstępnej fazie akumulowana była gytia wapienno-detrytusowa (L3) i detrytusowa (L4). Wraz z początkiem holocenu doszło do gwałtownego wzrostu średnich rocznych temperatur powietrza; długotrwałe ocieplenie prowadziło do dalszej degradacji wieloletniej zmarzliny, aż do jej całkowitego zaniku (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Proces ten przebiegał fazowo, co skutkowało progresywnymi zmianami warunków środowiskowych. Oprócz zmiany tendencji sekwencji osadowej – z płytkowodnej (gytia detrytusowa L4) na głębokowodną (gytia wapienna L5), etap ten zapisany jest również w krzywej zawartości CaCO<sub>3</sub> (wzrost udziału do około 85%). Tak duży wzrost wartości tego wskaźnika może świadczyć o poprawie warunków termicznych, odblokowaniu pionowej cyrkulacji wód podziemnych zasobnych w węglan

Rys. 7. Etapy rozwoju torfowiska Bagno Staw

1 – torf turzycowy, 2 – torf turzycowo-mszysty, 3 – torf mszysto-turzycowy, 4 – torf mszysto-trzciniowo-turzycowy, 5 – gytia wapienna, 6 – gytia wapienno-detrytusowa, 7 – gytia detrytusowa, 8 – il spiazszony, 9 – ilasta zwietrzelina skał górnokredowych (kredy piszącej), 10 – subsydencja

### Development stages of the alkaline fen Bagno Staw

1 – sedge peat, 2 – sedge-moss peat, 3 – moss-sedge peat, 4 – sedge-reed-moss peat, 5 – calcareous gyttja, 6 – calcareous-detritus gyttja, 7 – detritus gyttja, 8 – sandy clay, 9 – weathered chalk, 10 – subsidence

wapnia i prawdopodobnym ich zasilaniu ascensyjnym. Na obecność zbiornika wodnego w tym czasie wskazuje również znaczny wzrost udziału ramienic (*Chara* sp.).

#### Etap 4 – telmatyczny

Początek tego etapu korelowany jest z okresem borealnym (ok. 9400 lat BP). Odpowiada on nagłej zmianie stylu sedimentacji z jeziornej na telmatyczną. Podkreśla to ostro zaznaczona granica litologiczna między gytą wapienną a torfem turzycowo-mszystym. Zbiornik wodny uległ całkowitemu zanikowi, a na jego miejscu rozwinęły się zbiorowiska z dominacją turzyc *Carex* sp. oraz we wczesnej fazie również trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) i mchów brunatnych. Skalę zmian podkreślają również wyniki analiz fizykochemicznych, zwłaszcza gwałtowny spadek zawartości części mineralnej oraz  $\text{CaCO}_3$ . W okresie subatlantyckim obok naturalnych zmian klimatycznych istotną rolę w kształtowaniu krajobrazu zaczęła odgrywać gospodarcza działalność człowieka, co widać przede wszystkim w zawartości materii mineralnej, której udział w przypowierzchniowej warstwie torfu wzrósł o 10%. Jest to prawdopodobnie pośredni efekt odlesienia znacznych powierzchni w zlewni torfowiska i dostawy materii mineralnej w wyniku uaktywnienia się procesów eolicznych i splukiwania. W ostatnim tysiącleciu doszło do znacznego podtopienia torfowiska, o czym świadczy pojawienie się i znaczny udział m.in.: ramienic (*Chara* sp.), mokradłosa żmijowatego (*Calliargon trifarium*) oraz sierpowca widłakowatego (*Drepanocladus lycopodioides*). Obecność tego ostatniego gatunku dodatkowo wskazuje na znaczną węglanowość podłoża.

### **Morfogeneza obiektów jeziorno-torfowiskowych na Polesiu Lubelskim**

Kluczowy wpływ na rozwój krajobrazów hydrogeniczných Polesia Lubelskiego wywarły przede wszystkim procesy zachodzące na przełomie późnego glacjału i holocenu. Wraz z progresywną poprawą warunków wilgotnościowo-termicznych dochodziło do degradacji wieloletniej zmarzliny i w rezultacie odbudowy cyrkulacji wód podziemnych. Proces ten doprowadził do odblokowania pionowej cyrkulacji wód w masywie górnokredowym i w konsekwencji ascensyjnego zasilania w wodę zasobną w węglan wapnia. Proces degradacji zmarzliny był

długotrwały i przebiegał w kilku fazach uzależnionych od zmian klimatycznych (Dobrowolski 2006), a na jego tempo wpływały również lokalne, warunki litologiczne i strukturalne, które decydowały o kierunku formowania się krajobrazu Polesia. Rozpatrując aspekt litologiczny, szczególne znaczenie miało płytkie występowanie krasowiejących skał węglanowych. Sytuacja taka w istotny sposób wpłynęła również na możliwość rozwoju bezodpływowych zagłębień o regularnym kształcie i zróżnicowanej głębokości, w formowaniu których ważną rolę odegrały procesy krasowe. Badania prowadzone na Polesiu wykazały, że wiele obiektów jeziorno-torfowiskowych ma misy założone w skałach górnokredowych (Bałaga 1990, 2004, 2007a, b; Dobrowolski 1998, 2006; Bałaga i in. 2002, 2006; Harasimiuk i in. 2002; Dobrowolski i in. 2005, 2010; Kulesza i in. 2012). Torfowisko Bagno Staw również wypreparowane zostało bezpośrednio w skałach górnej kredy, a przejawem procesów krasowych jest system rozległych obniżzeń i zagłębień w dnie basenu sedimentacji biogenicznej.

Rozmieszczenie obiektów jeziorno-torfowiskowych ma także związek z strukturą masywu górnokredowego (Dobrowolski, Harasimiuk 2002). Chodzi tu przede wszystkim o różnice w uszczelinieniu masywu górnokredowego, widoczne zwłaszcza w liczniejszym występowaniu jezior oraz większych kopalnych zagłębień w zachodniej części Polesia Lubelskiego. Spowodowane jest to usytuowaniem w obszarze o zwiększonej szczelinowatości skał podłoża (Michalczyk, Zarębski 1995; Harasimiuk, Dobrowolski 2010). Dostrzegalne jest to również w torfowisku Bagno Staw, gdzie rozmieszczenie zagłębień oraz orientacja ich dłuższych osi nawiązuje do planu strukturalnego kompleksu mezo-kenozoicznego. Podobną sytuację obserwujemy w sąsiednim Bagnie Bubnów. Tu także zagłębienia układają się w linearne ciągi, nawiązując tym samym do linii głównych mezouskoków tektonicznych kompleksu kredowego (Pietruczuk 2015). Również wyniki badań z innych obiektów tego obszaru wskazują na strukturę podłoża, jako jeden z czynników determinujących rozwój form akumulacji biogenicznej (Dobrowolski 1998).

Zarówno w torfowisku Bagno Staw, jak i w innych podobnych obiektach z obszaru Polesia Lubelskiego i Wołyńskiego początek rozwoju zagłębień bezodpływowych i ich osadów przypadał na okres allerödu (Zerniskaya 1997; Bałaga 2004, 2007a; Dobrowolski 2006). Osady

były wówczas deponowane w płytkowodnych zbiornikach i/lub w warunkach telmatycznych. W wyniku subsydencji podłoża, będącej następstwem zaniku zmarzliny doszło do reorganizacji warunków cyrkulacji wód podziemnych. (Dobrowolski 1998, 2006; Bałaga 2007a). Dowodem osiadania dna może być obecność pod pokładami gytii wapienno-detrytusowej (L\3) torfów mszystych (P\2) oraz ostro zarysowująca się granica między poziomami L\3 i P\2. W wyniku całkowitego zaniku zmarzliny możliwe było odblokowanie pionowej cyrkulacji wód i zapoczątkowanie zasilania artezyjskiego, które prawdopodobnie odegrało decydującą rolę w zasileniu zbiornika w wodę. Większość dużych zagłębień w dnie torfowiska Bagno Staw funkcjonowała jako zbiorniki wodne, w których odkładała się gytia wapienna (L\5). Taka sytuacja miała miejsce do końca okresu preborealnego, kiedy to całkowitemu zanikowi uległy zbiorniki wodne. Zmiany miały charakter gwałtowny o czym świadczy ostra granica sedimentacyjna oraz nagły spadek zawartości CaCO<sub>3</sub>. W początkowej fazie odkładały się torfy turzycowo-trzcinowo-mszyste (P\6), które później zastąpione zostały przez torfy turzycowe (P\7). Obecnie obok czynników naturalnych istotną rolę w kształtowaniu krajobrazu zaczęła odgrywać gospodarcza działalność człowieka, której efektem jest zwiększona dostawa materii mineralnej do części stropowej torfowiska.

## Wnioski

1. Szczegółowe kartowanie geologiczne w obrębie Bagna Staw wykazało występowanie, pod rozległą równiną torfową, bardzo zróżnicowanej rzeźby podłoża mineralnego, z wieloma elementarnymi basenami sedimentacyjnymi oraz rozdzielającymi je garbami kredowymi. Zagłębienia wypreparowane zostały bezpośrednio w miękkich i porowatych utworach górno-kredowych, a istotną rolę w ich rozwoju odegrały zjawiska krasowe.

2. Najbardziej dynamiczne zmiany w rozwoju torfowiska Bagno Staw miały miejsce na przełomie późnego glacjału i holocenu. Wówczas to wraz z poprawą warunków wilgotnościowo-termicznych dochodziło do degradacji wieloletniej zmarzliny a w rezultacie do radykalnej przebudowy cyrkulacji wód podziemnych. Proces ten przebiegał szybciej w strefach zwiększonego uszczelinienia utworów kredowych. Linearny układ większych zagłębień

w podłożu torfowiska nawiązuje swym przebiegiem do struktur tektonicznych kompleksu mezo-kenozoicznego.

3. Zapis zmienności litofacjalnej osadów biogenicznych wypełniających misę Bagna Staw, uzupełniony o wyniki analiz fizykochemicznych, makroszczałków roślinnych i datowania radiowęglowe, odzwierciedla zmienność warunków środowiskowych w ostatnich 10,5 tys. lat. W rozwoju torfowiska wyróżnić można 4 zasadnicze etapy: (1) paralimniczny, (2) telmatyczny, (3) limniczny, (4) telmatyczny.

4. W obrębie torfowiska Bagno Staw zaznacza się wyraźne zróżnicowanie litostratygraficzne osadów w inicjalnym etapie rozwoju obiektu, przy dość zbliżonym kierunku sukcesji w etapie końcowym. W warunkach telmatycznych akumulowane były torfy: mszyste (P\2), mszycotrzciniowo-turzycowy (P\6), turzycowe (P\7) i turzycowo-mszyste (P\8), zaś w warunkach subakwalnych osady limniczne wykształcone w postaci gytii: wapienno-detrytusowej (L\1, L\3), detrytusowej (L\4) i wapiennej (L\5).

5. W stropowych warstwach zaznacza się wyraźny wzrost zawartości materii mineralnej, co interpretowane jest jako przejaw gospodarczej działalności człowieka.

## Literatura

- Almendinger J.A., Leete J.H. 1998. Regional and local hydrogeology of calcareous fens in the Minnesota River basin, USA. *Wetlands* 18,2: 182-202.
- Bałaga K. 1990. The development of Lake Łukcze and changes in plant cover of the South-Western part of the Łęczna-Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Palaeobotanica* 30: 77-146.
- Bałaga K. 2002. Hydrological changes in the Lublin Polesie during the Late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Studia Quaternaria* 19: 37-53.
- Bałaga K. 2004. Changes of vegetation in Lake Perespilno environs (Lublin Polesie) in the Late Glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica* 44: 147-166.
- Bałaga K. 2007a. Changes in the natural environment recorded in the sediments of the Karaśne Lake-mire complex (Lublin Polesie, E Poland). *Geochronometria* 29: 1-21.
- Bałaga K. 2007b. Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie, E Poland). *Geochronometria* 29: 23-43.
- Bałaga K. 2010. Przemiany krajobrazu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w okresie 13 000 lat: wyniki badań palinologicznych. W: T.

- Chmielewski, D. Piasecki (red.) *Przyszłość krajobrazów hydrogenicnych w rezerwatach biosfery Europy*. UP Lublin, Poleski PN, PAN Oddz. Lublin, Komitet Narodowy UNESCO-MAB Warszawa, Lublin: 163-190.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981. Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 35-36,4: 37-62.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1998. Zespół jezioro-torfowiskowy Moszne jako przykład ewolucji jezior Poleskiego Parku Narodowego: stanowisko – Moszne. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Lublin 3–6 czerwca 1998 roku, *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce: stan aktualny i perspektywy*: (red. R. Dobrowolski). Lublin, Wyd. UMCS: 21-26.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 2002. Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland) in Late Glacial and Holocene. *Limnological Review* 2: 5-14.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 2006. Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie). *Przegląd Geologiczny* 54,1: 68-72.
- Bronk Ramsey C., Dee M., Lee S., Nakagawa T., Staff R. 2010. Developments in the calibration and modelling of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 52,3: 953-961.
- Buczek A. 2005. Siedliskowe uwarunkowania, ekologia, zasoby i ochrona kłoci wiechowatej *Cladium mariscus* (L.) POHL. w makroregionie lubelskim. *Acta Agrophysica* 129: 1-127.
- Buraczyński J. 1984. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 39: 39-50.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy. Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981b. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy. Wyd. Geol., Warszawa: 1-87.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982b. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kołacze. Wyd. Geol., Warszawa: 1-87.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1988. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sawin. Wyd. Geol., Warszawa: 1-92.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954. Podział fizjograficzny województwa. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Lublin: 3-44.
- Dobrowolski R. 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin: 1-88.
- Dobrowolski R. 2000. Torfowiska węglanowe w okolicach Chelma – geologiczne i geomorfologiczne warunki rozwoju. W: J. Łętowski (red.) *Walory przyrodnicze Chelmskiego Parku Krajobrazowego i jego najbliższych okolic*. Wyd. UMCS, Lublin: 17-25.
- Dobrowolski R. 2006. Glacjalna i peryglacjalna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin: 1-184.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M. 2002. Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agrophysica* 66: 7-19.
- Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I. 2005. Morphogenesis of chalk karst in the Volhynia Elevation (NW Ukraine). *Kras i Speleologia* 11(XX) : 87-105.
- Dobrowolski R., Ziótek M., Bałaga K., Melke J., Bogucki A. 2010. Radiocarbon age and geochemistry of the infillings of small closed depressions from Western Polesie (Poland SE, Ukraine NW). *Geochronometria* 36: 39-46.
- Dobrzański B., Uziak S., Klimowicz Z., Melke J. 1987. Badanie gleb w laboratorium i w polu: przewodnik do ćwiczeń z gleboznawstwa dla studentów biologii i geografii. Wyd. UMCS, Lublin: 1-331.
- Grosse-Brauckmann G. 1972. Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. I. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. *Telma* 2, Hannover: 19-55.
- Grosse-Brauckmann G. 1974. Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. II. Weitere Reste (Früchte und Samen, Moose u.a) und ihre Bestimmungsmöglichkeiten. *Telma*, 4, Hannover: 51-117.
- Grosse-Brauckmann G., Streitz B. 1992. Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. III. Früchte, Samen und einige Gewebe (Fotos von fossilen Pflanzenresten). *Telma*, 22, Hannover: 53-102.
- Harasimiuk M., Dobrowolski R., Rodzik J. 2002. Budowa geologiczna i rzeźba terenu Poleskiego Parku Narodowego. W: S. Radwan (red.) *Poleski Park Narodowy monografia przyrodnicza*. Morpol, Lublin, 29-41.
- Harasimiuk M., Dobrowolski R. 2010. Geneza krajobrazów hydrogenicnych Polesia Zachodniego. W: T. Chmielewski, D. Piasecki (red.) *Przyszłość krajobrazów hydrogenicnych w rezerwatach biosfery Europy*. UP Lublin, Poleski PN, PAN Oddz. Lublin, Komitet Narodowy UNESCO-MAB Warszawa, Lublin: 139-162.

- Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1998. Budowa geologiczna i rzeźba terenu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W: M. Harasimiuk, Z. Michalczyk, M. Turczyński (red.) *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Monografia przyrodnicza*. UMCS w Lublinie, PIOŚ w Warszawie: 41-53.
- Herbichowa M., Wołejko L. 2004. Torfowiska nakredowe. W: J. Herbich (red.) *Poradnik ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000*, tom II. Ministerstwo Środowiska, Warszawa: 155-163.
- Interpretation manual of European Union habitats. 2007. EUR 27, European Commission DG Environment, Nature and Biodiversity.
- Kulesza P., Suchora M., Pidek I.A., Dobrowolski R., Alexandrowicz W.P. 2012. The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 363-364: 79-98.
- Michalczyk Z., Zarębski K. 1995. Wymiana wód podziemnych w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w rejonie KWK „Bogdanka”. Materiały konferencyjne *Współczesne problemy hydrogeologii*, 7, cz. 2, Kraków-Krynica: 119-126.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-208.
- Pawlikowski P., Michalczuk W., Kozub Ł., Gutowska E., Kotowska K. 2011. Regionalny program ochrony torfowisk alkalicznych (7230) w województwie lubelskim. Świebodzin. 1-13.
- Pazdur A., Fogtman M., Michczyński A., Pawlyta J. 2003. Precision of  $^{14}\text{C}$  dating in Gliwice radiocarbon laboratory. FIRI Programme. *Geochronometria* 22: 27-40.
- Pietruczuk J. 2015. Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja osadowa alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Bubnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych. *Studia Limnologica et Telmatologica* 9,1: 15-23.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. 1998. Lake Gościąg, central Poland. A monographic study. Part 1. W: Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków. 1-340.
- Reimer P., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P., Bronk Ramsey Ch., Buck C., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté Ch., Heaton T., Hoffmann D., Hogg A., Hughen K., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S., Mu Niu, Reimer R., Richards D., Scott E.M., Southon J., Staff R., Turney Ch., van der Plicht J. 2013. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55,4: 1869-1887.
- ŠefferoVá Stanová V., Šeffeř J., Janák M. 2008. Management of Natura 2000 habitats. 7230 Alkaline fens. European Commission: 1-20.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, 2. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa. 1-508.
- Troels-Smith T. 1955. Karakterisering af lose jordarter (Characterization of unconsolidated sediments). *Danmarks Geologiske Undersøgelse* 4,3/10: 1-73.
- Tudyka K., Bluszcz A., Kozłowska B., Pawlyta J., Michczyński A. 2015. Low level  $^{14}\text{C}$  measurements in freshly prepared benzene samples with simultaneous  $^{214}\text{Bi}/^{214}\text{Po}$  pairs counting for routine  $^{222}\text{Rn}$  contamination correction. *Radiation Measurements* 74: 6-11.
- Waloch P. 2009. Stan zachowania wybranych torfowisk nakredowych Polski północno-zachodniej. *Przegląd Przyrodniczy* XX,3-4: 55-70.
- Wołejko L., Stańko R., Pawlikowski P., Kiaszewicz K., Bregin M., Kozub Ł., Chapiński P., Krajewski Ł., Szczepański M. 2012. Krajowy program ochrony torfowisk alkalicznych (7230). Wydawnictwo Klubu Przyrodników. Świebodzin. 1-121.
- Zernitskaya V.P. 1997. The evolution of lakes in Polesie in the Late Glacial and Holocene periods. *Quaternary International* 41/42: 153-160.

## Summary

A detailed geological mapping (410 drillings) of the alkaline fen Bagno Staw showed a very varied substratum form with many elementary sedimentary basins and humps separating them. The depressions were developed directly in soft and porous rocks from the cretaceous period. An important role in their development was played by karst processes. A lithological recognition of biogenic sediments indicates large differentiation of facial deposits in the depth profile, with little differentiation in the spatial profile (especially in parts of the ceiling). Organogenic sediment consists of two genetically different sediments: limnic (coded L) and telmatic (coded P). The types of peat that were accumulated in telmatic conditions are: moss peat (P\2), sedge-reed-moss peat (P\6), sedge peat (P\7) and sedge-moss peat (P\8). Limnic sediments in the form of gyttja: calcareous-detritus (L\1 and L\3), detritus (L\4), calcareous (L\5) were accumulated in lacustrine conditions. The sedimentological analysis was supported by supplementary research, including additional analyses such as: physicochemical, plant macrofossils and radiocarbon dating analysis. The obtained results allow to conclude that the

beginning of the development of peatlands fell on the cusp of the Older Dryas and Alleröd when initially, in the conditions of shallow water bodies, and then in telmathic conditions, gyttja, calcareous-detritus and moss peat were deposited in succession. The most dynamic changes in the development process of the fen Bagno Staw took place at the end of the Late Glacial and Holocene. At that time, along with the improvement of humidity-thermal conditions, a degradation of permafrost occurred and as a result led to a radical restructuring of the circulation of groundwater. This process was completed more quickly in areas of increased fissuring of cretaceous sedi-

ments. Linear composition of the larger depressions in the substratum of the fen Bagno Staw alludes to its tenor of tectonic structures of the complex meso-cenozoic. As a result of the conducted interdisciplinary paleoenvironmental study, it was possible to formulate the 4 major stages of development of the fen Bagno Staw: (1) paralimnic (Older Dryas/Alleröd), (2) telmathic (Alleröd), (3) limnic (Younger Dryas/Preboreal), (4) telmathic (Boreal – to modern times). The record of the variability of lithofacies, vegetations and physicochemical properties reflects the variability of the environmental conditions in the last 10,5 thousand years.