

Paleogeograficzne
znaczenie mis
torfowisk i jezior

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 105

Paleogeograficzne
znaczenie mis
torfowisk i jezior



Łódź 2016

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

REDAKCJA NACZELNA WYDAWNICTW ŁTN

Krystyna Czyżewska, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),
Edward Karasiński, Henryk Piekarski, Jan Szymczak

REDAKTOR

Jacek Forsyś

ZASTĘPCA REDAKTORA

Anita Wolaniuk

Wykaz recenzentów zamieszczony na końcu zeszytu

KOMITET REDAKCYJNY

Andriy Bogucki, Ryszard K. Borówka, Radosław Dobrowolski, Piotr Gębica,
Paweł Jokiel, Olaf Juschus, Vladislav Kuznetsov, Małgorzata Roman,
Ewa Smolska, Juliusz Twardy, Joanna Wibig, Igor I. Zveryaev

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

KOREKTA JĘZYKOWA

Anna Przybył – polonistyczna
Bartosz Łuczak – anglojęzyczna

Publikacja współfinansowana przez Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego

Czasopismo jest indeksowane w bazach CEJSH, Copernicus,
CEEOL, EBSCOhost, Proquest, Bibliography and Index of Geology – GeoRef
i znajduje się na liście ministerialnej czasopism punktowanych.
Artykuły czasopisma w elektronicznej wersji są dostępne w bazach:
CEJSH, CEEOL, EBSCOhost, Proquest, na portalu IBUK i ePNP.

ISSN 0065-1249

e-ISSN 2451-0319

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2016

Wydanie pierwsze, wersja pierwotna elektroniczna
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Opracowanie komputerowe: Karolina Piechowicz
Druk: 2K Łódź sp. z o.o., ul. Płocka 35/45, www.2k.com.pl, 2k@2k.com.pl
Nakład wersji drukowanej: 100 egz.

TREŚĆ

Wstęp: Paleogeograficzne znaczenie mis torfowisk i jezior	7
Małgorzata Roman Pojezierze eemskie: uwagi o genezie i zaniku jezior polodowcowych centralnej Polski (Eemian lakeland: remarks on origin and decline of the post-glacial lakes in Central Poland).....	11
Grzegorz Kowalewski, Sławomir Żurek Zarastanie jezior Obniżenia Uściwierskiego i jeziora Brzeziczno (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie) (Terrestrialisation of the lakes in the Uściwierskie Lowering and Lake Brzeziczno (Łęczna-Włodawa Lake District).....	27
Jarosław Pietruczuk 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).....	39
Daniel Okupny, Małgorzata Nita, Marek Kloss, Witold Paweł Alexandrowicz, Anna Fortuniak, Sławomir Żurek Próba rekonstrukcji rozwoju zbiornika akumulacji biogenicznej w Bydlinie (Wyżyna Śląsko- -Krakowska) (The tentative reconstruction of evolution of the biogenic accumulation reservoir in Bydlin (Silesian-Cracovian Upland).....	55
Dorota Brzozowicz, Jacek Forysiak Warunki funkcjonowania i rozwój torfowiska w zagłębieniu krasowym w okolicach Paradyża (Conditions and functioning of the peatland in the karst subsidence sinkholes in the area of Paradyż).....	69
Danuta Dzieduszyńska, Joanna Petera-Zganiacz Znaczenie torfowiska dla wnioskowania o reaktywacji zmarzliny w młodszym dryasie (Significance of peatlands for the reactivation of permafrost in the Younger Dryas).....	81
Krzysztof J. Wójcicki, Małgorzata Nita Holocenska historia roślinności siedlisk mokradłowych w dolinach rzecznych dorzecza górnej Odry (Holocene vegetation history of wetland habitats in the river valleys of the upper Odra River basin).....	93
Mateusz Płóciennik, Piotr Kittel, Ryszard K. Borówka, Katarzyna Cywa, Daniel Okupny, Milena Ob- remaska, Dominik Pawłowski, Renata Stachowicz-Rybka, Rafał Szperna, Andrzej Witkowski Warunki paleoekologiczne subkopalnego koryta Kolonia Behcice na tle hydrologii środkowego odcinka doliny Neru (Palaeoecological and palaeohydrological patterns of the Kolonia Behcice subfossil oxbow in the mid-Ner River valley).....	107
Juliusz Twardy, Jacek Forysiak Zapis holocenskich procesów eolicznych w osadach wybranych jezior kopalnych i torfowisk centralnej Polski (Record of Holocene aeolian processes in deposits of selected palaeolakes and peatlands in Central Poland).....	125

Damian Moskalewicz Torfowiska Mierzei i Niziny Karwieńskiej potencjalnym archiwum ekstremalnych zalewów sztormowych (The peatlands of the Karwia Barrier and Karwia Lowland as a potential archive of extreme storm floods).....	141
Daniel Okupny, Krzysztof Fortuniak, Marek Kloss, Maciej Ziulkiewicz, Jacek Forsyjak, Anna Fortuniak, Leszek Bednorz, Włodzimierz Pawlak Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna mokradła w Kopytkowie na tle analizy współczesnych warunków wodnych i szaty roślinnej (dolina Biebrzy, NE Polska) (Preliminary geological and palaeobotanical description of the Kopytkowo swamp in relation to the analysis of contemporary water conditions and vegetation (Biebrza River valley, NE Poland).....	149
Sławomir Żurek Geneza jezior i torfowisk dorzecza Prypeci w świetle polskich badań okresu międzywojennego (The genesis of lakes and mires situated in the Prypeć River basin in light of the Polish research dating from the interwar era).....	163

WSTĘP: PALEOGEOGRAFICZNE ZNACZENIE MIS TORFOWISK I JEZIOR

Torfowiska i jeziora są ważnymi obiektami badawczymi dla wielu dyscyplin w obrębie nauk o Ziemi. Są przedmiotem badań procesów zachodzących współcześnie oraz analiz paleogeograficznych i paleoekologicznych. Ich przydatność do analizowania historii środowiska przyrodniczego wynika ze specyficznych warunków akumulacji i fosylizacji osadów jeziornych lub torfów, które mogą być traktowane jako swoiste archiwum zmian cech środowiska. Z punktu widzenia paleogeografii podstawowymi zdarzeniami w odniesieniu do abiotycznych elementów środowiska są powstawanie i przekształcanie form terenu, zachodzące w zmieniających się warunkach klimatycznych. Procesy geomorfologiczne i geologiczne decydują o genezie formy, ale też oddziaływać mogą na kierunki jej dalszego rozwoju. W trakcie funkcjonowania takich obiektów zmieniające się warunki hydrologiczne, cechy klimatu lub zmiany innych elementów środowiska wpływają na parametry siedliskowe i mogą prowadzić do ewolucyjnego przejścia torfowiska w jezioro lub odwrotnie, a także doprowadzić do ich zaniku. Z kolei osady biogeniczne powstające w misach jezior i torfowiskach dają możliwość określenia warunków środowiska w jakich dochodziło do akumulacji, a więc uzyskania obrazu paleogeograficznego badanego jeziora czy torfowiska i otaczającego ich obszaru.

105 tom *Acta Geographica Lodziensia* zawiera artykuły, przedstawiające wyniki badań geologicznych, geomorfologicznych i paleoekologicznych torfowisk i mis jeziornych z obszaru Polski. Jeziora i torfowiska (czy szerzej mokradła), pozostają ze sobą w ścisłym związku genetyczno-ewolucyjnym, stąd też zebranie w jednym tomie prac prezentujących różne ich przykłady, daje możliwość nie tylko zapoznania się z nowymi stanowiskami badawczymi, ale też bezpośredniej konfrontacji wybranych obiektów o różnej lokalizacji. W paleogeografii bardzo istotnym czynnikiem jest czas. Badania wypełnień mis współczesnych jezior i torfowisk dostarczają danych przede wszystkim dla okresu późnego vistulianu i holocenu, ale dokumentowanie i analizowanie osadów kopalnych zbiorników biogenicznych pozwala również na anali-

zowanie zdarzeń w starszych odcinkach czwartorzęd.

Na obszarze Polski jednym z najważniejszych typów rzeźby jest rzeźba polodowcowa, gdzie misy jezior i torfowiska stanowią główny rodzaj form wklęsłych. Genezie mis jeziornych, charakterowi ich wypełnień i cechom rzeźby polodowcowej w centralnej części kraju poświęcony jest artykuł Roman (2016). Autorka zebrała dane o kopalnych zbiornikach jeziornych, posiadających paleobotanicznie udokumentowane osady z interglacjalu eemskiego i vistulianu, wskazując na znaczne rozprzestrzenienie takich form, podobne do współczesnego zagęszczenia jezior na pojezierzach północnej Polski, a także możliwość funkcjonowania jezior polodowcowych, z fazami torfowiskowymi, nawet przez około 80 tys. lat.

Drugą ważną grupą genetyczną mis jezior i torfowisk obszaru położonego poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia są zbiorniki pochodzenia krasowego. Ich największe nagromadzenie występuje na Polesiu Lubelskim, ale spotykane są także w pasie wyżyn Polski. Kowalewski i Żurek (2016) na przykładzie kilku współczesnych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego przedstawiają modele procesu zarastania mis jeziornych, uznając, że model dynamiczny, zakładający zmiany poziomu wody lepiej wyjaśnia ten proces. Dowodzić tego ma zróżnicowanie osadów biogenicznych, zawierających wśród utworów jeziornych, warstwy różnych typów torfów. Położony w sąsiedztwie kompleks bagien przedstawiono w artykule Pietruczuka (2016). Wykazano w nim, że jeden z największych w Polsce kompleksów torfowisk węglanowych, pomimo współczesnej płaskiej powierzchni, powstawał na bardzo urozmaiconym, kredowym podłożu. Stwierdzone serie osadów biogenicznych, akumulowane od późnego vistulianu, składają się zarówno z torfów, jak i gytii, również dowodząc kilkukrotnym zmianom warunków siedliskowych na badanych mokradłach. W pasie wyżyn odsetek obszarów zabagnionych jest niski, cenne wobec tego jest każde udokumentowane geologicznie i paleobotanicznie torfowisko. Prezentowane stanowiska z obszaru Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej są obiektami założonymi w martwych formach krasowych (Okupny i in. 2016b). W miąższych seriach bio-

genicznych stwierdzono osady jeziorne, przykryte torfami niskimi. Na podkreślenie zasługuje znaczny udział utworów jeziornych, pozwalających autorom udowodnić obecność niewielkich jezior w formach krasowych na początku holocenu, rozwijające się następnie soligeniczne torfowiska pokryły większe części takich zagłębień. Zmienne warunki wilgotnościowe środkowego i późnego holocenu zapisały się w nieciągłych profilach torfowych. Z brzeżną częścią obszaru wyżyn Polski wiążą się procesy krasu reprodukowanego, którego przejawem mogą być niewielkie zagłębienia bezodpływowe, pozwalające w sprzyjających warunkach wilgotnościowych na powstanie torfowiska. Przykład takiego obiektu z okolic Paradyża prezentują Brzozowicz i Forysiak (2016). Torfowisko powstało w okresie subborealnym i funkcjonuje do współczesności, a wraz z otaczającymi je kolejnymi podobnymi zagłębieniami pozwala wnioskować o przebiegu procesu zabagniania tego rodzaju form krasowych.

Wśród torfowisk Polski dominują torfowiska niskie, położone w dolinach, które są reprezentowane zarówno przez niewielkie obiekty, zajmujące starorzecza, jak i rozległe mokradła na równinach aluwialnych. W pracy Wójcickiego i Nity (2016) przedstawiono torfowiska funkcjonujące w starorzeczach trzech niewielkich rzek Kotliny Raciborskiej, powstałe i zatorfione w późnym vistulianie. Dzięki analizom paleobotanicznym autorzy prześledzili zmienność warunków siedliskowych w dokumentowanych mokradłach podczas holocenu, dającą obraz paleogeograficznych przemian w badanych dolinach rzecznych. Próbę rekonstrukcji przebiegu procesów rzecznych w podobnym przedziale czasowym, ale w niżowej dolinie rzecznej ukazują badania w dolinie Neru (Płóciennik i in. 2016). Autorzy na podstawie wielokierunkowych analiz paleoekologicznych osadów wypełnienia starorzecza ukazują warunki w jakich ono powstało i funkcjonowało jako zbiornik jeziorny w późnym vistulianie, zajęty przez torfowisko w holocenie. W utworach biogenicznych zarejestrowane są fluwialne zdarzenia w dolinie, również te indukowane działalnością ludzką. Dzieduszyńska i Petera-Zganiacz (2016) nawiązując do wyników publikowanej wcześniej dokumentacji paleoekologicznej rozległego kopalnego mokradła na terenie środkowej Warty z okresu allerrödu i młodszego dryasu, podkreślają znaczenie takich pokryw torfowych dla możliwości przepływu ciepła w gruncie i rozwoju wieloletniej zmarzliny. Arty-

kuł ten może stać się inspiracją dla podobnych badań w innych częściach Polski.

Na obszarze Nizy Polskiego częste są sytuacje współwystępowania torfowisk i form eolicznych, a problem wzajemnych korelacji między procesami eolicznymi i paludyfikacyjnymi był opisywany w odniesieniu do form z późnego vistulianu i holocenu. Twardy i Forysiak (2016) prezentują kilka przykładów takich obiektów z regionu łódzkiego, ograniczając problem do form holocenijskich, w których aktywność procesów eolicznych była powodowana działalnością ludzką. Ukazano sytuację przemieszczania się wydm na brzeżne części torfowisk, jak i nanoszenia materiału eolicznego na obszar mokradel, co wpływało na ich warunki siedliskowe i dało wyraźny zapis w osadach biogenicznych.

Na obszarze wybrzeża Bałtyku i nizin nadmorskich mokradła występują często, a ich rozwój może być warunkowany wahaniami poziomu morza, zaś w osadach takich torfowisk znaleźć można także dowody na ingerencję procesów morskich. Moskalewicz (2016) prezentuje torfowisko Niziny Karwieńskiej, które w strefie Mierzei Karwieńskiej dostarcza danych o ekstremalnych wezbraniach sztormowych.

Cechy środowiska przyrodniczego torfowiska obszaru Środkowego Basenu Biebrzy zdecydowały o lokalizacji stacji pomiarowej strumieni gazów cieplarnianych (Okupny i in. 2016a). Natężenie emisji gazów jest uzależnione od współczesnych warunków klimatycznych i wilgotnościowych na torfowisku, ale także od typu osadów biogenicznych tworzących złożę torfu i jego właściwości fizykochemicznych. Udokumentowane osady torfowiska dostarczają więc nie tylko danych dla rekonstrukcji paleogeograficznych, ale oceny znaczenia złóż osadów biogenicznych dla stanu współczesnej atmosfery.

Tom zamyka artykuł Żurka (2016), będący przeglądem dokonań polskich badaczy okresu międzywojennego na torfowiskach Polesia. Rozmach ówczesnych prac terenowych, jak i zakres analiz paleobotanicznych dostarczył kompleksowych danych o jednym z największych w środkowej Europie obszarze mokradłowym. Ukazały one genezę mis jeziornych i torfowisk, ich wiek, przebieg procesów zabagniania obszarów wodnych i paludyfikacji terenów zbudowanych z utworów mineralnych. Efekty tych badań stały się inspiracją dla wielu projektów badawczych prowadzonych na obszarach mokradel w drugiej połowie XX wieku.

Literatura

- Brzozowicz D., Forsyśiak J. 2016. Warunki funkcjonowania i rozwój torfowiska w zagłębieniu kraśowym w okolicach Paradyża. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 69-79.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2016. Znaczenie torfowisk dla wnioskowania o reaktywacji zmarzliny w młodszym dryasie. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 81-91.
- Moskalewicz D. 2016. Torfowiska Mierzei i Niziny Karwieńskiej potencjalnym archiwum ekstremalnych zalewów sztormowych. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 141-148.
- Okupny D., Fortuniak K., Kloss M., Ziulkiewicz M., Forsyśiak J., Fortuniak A., Bednorz L., Pawlak W. 2016a. Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna mokradła w Kopytkowie na tle analizy współczesnych warunków wodnych i szaty roślinnej (dolina Biebrzy, NE Polska). *Acta Geographica Lodziensia* 105: 149-162.
- Okupny D., Nita M., Kloss M., Alexandrowicz W.P., Fortuniak A., Żurek S. 2016b. Próba rekonstrukcji rozwoju zbiornika akumulacji biogenicznej w Bydlinie (Wyżyna Śląsko-Krakowska). *Acta Geographica Lodziensia* 105: 55-68.
- Kowalewski G., Żurek S. 2016. Zarastanie jezior Obniżenia Uściwierskiego i jeziora Brzeziczno (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie). *Acta Geographica Lodziensia* 105: 27-37.
- Pietruczuk J. 2016. Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 39-53.
- Płóciennik M., Kittel P., Borówka R.K., Cywa K., Okupny D., Obremśka M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Szperna R., Witkowski A. 2016. Warunki paleoekologiczne subkopalnego koryta Kolonia Bechcice na tle hydrologii środkowego odcinka doliny Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 107-124.
- Roman M. 2016. Pojezierze eemśkie: uwagi o genezie i zaniku jezior połodowcowych centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 11-25.
- Wójcicki K.J., Nita M. 2016. Holocześńska historia roślinności siedlisk mokradłowych w dolinach rzecznych dorzecza górnej Odry. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 93-105.
- Twardy J., Forsyśiak J. 2016. Zapis holocześskich procesów eolicznych w osadach wybranych jezior kopalnych i torfowisk centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 125-140.
- Żurek S. 2016. Geneza jezior i torfowisk dorzecza Prypeci w świetle polskich badań okresu międzywojennego. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 163-171.

Jacek Forsyśiak

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacek.forsyśiak@geo.uni.lodz.pl

POJEZIERZE EEMSKIE: UWAGI O GENEZIE I ZANIKU JEZIOR POŁODOWCOWYCH CENTRALNEJ POLSKI

Eemian lakeland: remarks on origin and decline of the post-glacial lakes in Central Poland

MAŁGORZATA ROMAN*

Zarys treści. Artykuł prezentuje aktualny stan rozpoznania stanowisk eemskich w centralnej Polsce oraz uwagi natury paleogeograficznej wynikające z analizy ich rozprzestrzenienia, w nawiązaniu do genezy mis jeziornych, charakteru wypełnień i paleoreliefu. Zestawiono 58 stanowisk posiadających paleobotanicznie udokumentowane osady z interglacjału eemskiego oraz wyszczególniono kolejnych 30 miejsc występowania kopalnych osadów organogenicznych uznanych za eemskie. Wskazano, wykorzystując także materiały dotychczas niepublikowane, na znaczne zagęszczenie kopalnych zbiorników, porównywalne z obecnym rozprzestrzenieniem jezior na pojezierzach północnej Polski. Określono, na podstawie danych palinostratygraficznych, że zanik jezior połodowcowych mógł trwać nawet około 80 tys. lat.

Słowa kluczowe: kopalne zbiorniki jeziorne, interglacjał eemski, vistulian, paleokrajobraz, centralna Polska

Abstract: The article presents the current state of recognizing of the Eemian subfossil flora sites in central Poland and palaeogeographic remarks resulting from the analysis of their distribution in relation to the origin of palaeolakes, the nature of their infillings and palaeolandscape. 58 sites in the area with palaeobotanic documentation of the Eemian interglacial have been summarized and also following 30 places of fossil organogenic deposits considered as Eemian were listed. Indicated have been, also using the materials previously unpublished, a significant frequency of the fossil lake depressions comparable with the present spread of lakes in the northern Poland lakelands (lake districts). It has been determined, referring to palynostratigraphy, that the decline of glacial lakes may take up to ca 80 thousand years.

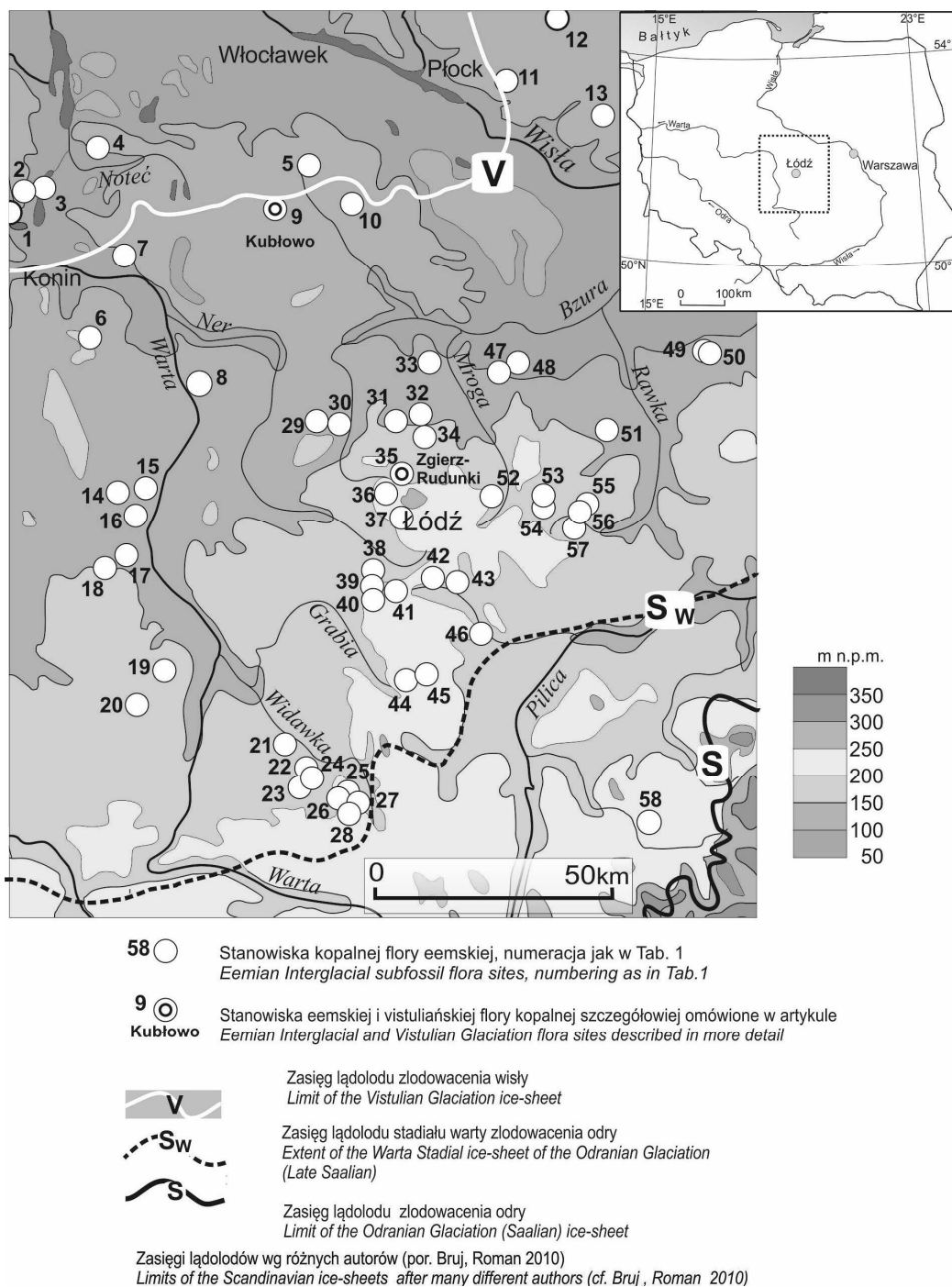
Key words: subfossil lakes, Eemian interglacial, Vistulian, palaeolandscape, Central Poland

Wprowadzenie

W centralnej Polsce znanych jest kilkadziesiąt stanowisk osadów jeziorno-bagiennych z udokumentowaną palinologicznie florą interglacjału eemskiego (Klatkowa 1990b; Bruj, Roman 2007) (rys. 1), a niekiedy także następującego po nim ochłodzenia wczesnego vistulianu (m.in. Klatkowa 1972; Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowa, Jastrzębska-Mamełka 1990; Klatkowa, Załoba 1991; Janczyk-Kopikowa 1997; Balwierz, Roman 2002; Balwierz 2003; Kołaczek i in. 2012). W wyjątkowych przypadkach, tak jak ma to miejsce w Kubłowie, zarejestrowano ciągłą sukcesję od początku interglacjału eemskiego aż po część środkowego plenivistulianu (Roman, Balwierz 2010; Niska, Roman 2014; Mirosław-Grabowska i in. w druku). W rozpatrywanym

obszarze zasięg łądolodu stadiału warty jest równocześnie granicą kontrastujących stref morfogenetycznych. Wyraża się to między innymi tym, że po północnej jego stronie gęstość zbiorników jeziornych z kopalną florą eemską jest większa niż po stronie południowej, objętej łądolodem starszego stadiału z maksimum zlodowacenia odry (m. in.: Jasnowski 1978; Breyermeyer 1991; Bruj, Roman 2007; Goździk, Skórzak 2011). Jest to związane z tym, że na obszarze uwolnionym spod łądolodu stadiału warty ukształtowała się rzeźba młodoglacjalna, z charakterystycznymi dla niej licznymi wówczas zagłębieniami wytopiskowymi, sukcesywnie zapełnianymi osadami w interglacjale eemskim i vistulianie. Północna część centralnej Polski znalazła się w zasięgu łądolodu zlodowacenia wisły (rys. 1), a osady eemskie są tam znajduwane pod przykryciem glin lodowcowych (Domosławska-Baraniecka 1965;

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl



Rys. 1. Lokalizacja stanowisk z udokumentowaną palinologicznie florą interglacjału eemskiego w centralnej Polsce

Location of sites with the palynologically documented flora of Eemian interglacial in Central Poland

Stankowski, Tobolski 1981; Tobolski 1986; Kozdra, Skompski 1995; Stankowski i in. 1999). Fakt przykrycia osadów eemskich gliną, lub jej brak, wykorzystywano zarazem jako pomocnicze kryterium ustalania zasięgu ostatniego lądolodu (Baraniecka 1989; Roman 2010; Roman, Balwierz 2010).

Celem artykułu jest ukazanie aktualnego stanu rozpoznania stanowisk eemskich w centralnej Polsce oraz przedstawienie uwag wynikających z analizy ich rozprzestrzenienia w nawiązaniu do genezy mis jeziornych, charakteru wypełnień i paleoreliefu. Zestawiono 58 stanowisk z tego obszaru (rys. 1), które posiadają

paleobotanicznie udokumentowane osady należące do interglacjalnego eemskiego, a także wskazano kolejnych 30 miejsc występowania kopalnych osadów organogenicznych uznanych za eemskie (tab. 1). Wszystkie stanowiska dotyczą zbiorników zapełnionych biogenicznymi i mineralnymi osadami jeziornymi oraz torfami znajdującymi się pod przykryciem osadów o różnej genezie: deluwialnych, fluwialnych, limnicznych, eolicznych, a także glacyfluwialnych i lodowcowych w przypadku zbiorników położonych w strefie proglacjalnej, czy też w zasięgu ostatniego lądolodu. Więcej miejsca poświęcono dwóm stanowiskom, bez wątplenia kluczowym

z uwagi na ciągłość sukcesji osadowej i zasięg czasowy zapisu – od schyłku zlodowacenia odry (MIS 6), poprzez interglacjal eemski (MIS 5e), po koniec wczesnego vistulianu (MIS 5d-a) – stanowisko Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamelka 1985), a nawet sięgającego po stadiał Ebersdorf w środkowym plenivistulianie (MIS 3), jak w przypadku Kubłowa (Roman, Balwierz 2010; Niska, Roman 2014; Mirosław-Grabowska i in. w druku). Wskazano, wykorzystując także materiały dotychczas niepublikowane, na znaczne zagęszczenie kopalnych zbiorników, porównywalne z obecnym rozprzestrzenieniem jezior na pojezierzach północnej Polski.

Tabela 1

Stanowiska z udokumentowaną palinologicznie florą interglacjalnego eemskiego w centralnej Polsce (numery stanowisk jak na rys. 1) oraz miejsca występowania kopalnych osadów organogenicznych uznanych za eemskie

Palynologically documented Eemian subfossil flora sites in central Poland (site number as in Fig. 1) and location of the fossil organic deposits considered as Eemian age

Stanowiska z udokumentowaną palinologicznie florą interglacjalnego eemskiego		
Numer stanowiska	Nazwa stanowiska	Autor opracowania
1	Kazimierz	Stankowski, Tobolski (1981)
2	Józwin	Borówko-Dłużakowa (1979); Stankowska, Stankowski (1976)
3	Mikorzyn	Stankowski i in. (1999)
4	Ruszków	Kozydra, Skompski (1995); Janczyk-Kopikowa (1997); Mirosław-Grabowska i in. (2009)
5	Kaliska	Janczyk-Kopikowa (1965); Domosławska-Baraniecka (1965); Mirosław-Grabowska, Niska (2007)
6	Władysławów	Tobolski (1986)
7	Krzyżówki	Szałamacha, Skompski (1999); Noryśkiewicz (1999)
8	Bór	Petera-Zganiacz i in. (2013)
9	Kubłowo	Roman, Balwierz (2010); Niska, Roman (2014); Mirosław-Grabowska i in. (w druku)
10	Łanięta	Balwierz, Roman (2002)
11	Leszczyno	Krupiński i in. (2006)
12	Sokolniki Stare	Baraniecka, Janczyk-Kopikowa (1991)
13	Główczyn	Niklewski i in. 1964; Niklewski (1968)
14	Emilianów	Jastrzębska-Mamelka (nie publik.)
15	Maszew	Klatkowa (1990b)
16	Ustków	Klatkowa, Załoba (1991); Kołaczek i in. (2012)
17	Zagajew	Załoba, Jastrzębska-Mamelka (1990b)
18	Raczków	Załoba, Jastrzębska-Mamelka (1990a)
19	Barczew	Balwierz (1994)
20	Knapy	Balwierz (1994)
21	Dzbanki Kościuszkowskie	Piech (1930, 1932); Jurkiewiczowa (1952); Janczyk-Kopikowa (1971)
22	Szczerców	Piech (1932); Woldstedt (1947); Jurkiewiczowa (1952)
23	Leśna Niwa	Janczyk-Kopikowa (1971)
24	Parchliny	Wachecka-Kotkowska i in. (w druku)
25	Faustynów	Janczyk-Kopikowa (1971)
26	Aleksandrów	Janczyk-Kopikowa (1971)
27	Piaski	Goździk, Jastrzębska-Mamelka (1982)
28	Kuców	Goździk, Balwierz (1994); Goździk i in. (1998); Niska (2012)
29	Powodów Stary	Dutkiewicz (1992)
30	Ozorków	Jastrzębska-Mamelka (nie publik.); Wasiak (1977)
31	Modlna	Klatkowa, Balwierz (1990)

32	Gieczno	Winter (nie publik.); Kamiński (1993)
33	Piaski Stare	Sobolewska (nie publik.); Jewtuchowicz (1970)
34	Besiekierz	Janczyk-Kopikowa (1991); Mirosław-Grabowska, Niska (2005)
35	Zgierz-Rudunki	Jastrzębska-Mamełka (1985)
36	Łódź-Teofilów	Goździk (1980)
37	Łódź-Polesie	Borówko-Dłużakowa (1956, 1973)
38	Chropy	Klatkowa (1990a)
39	Róża	Klatkowa (1987)
40	Ślądkowice	Klatkowa, Jastrzębska-Mamełka (1990)
41	Dąbrowa	Klatkowa (1989)
42	Kalinko	Balwierz (nie publik.); Manikowska (1993)
43	Pałczew	Oszast (1972); Wieczorkowska (1975)
44	Krzepczów	Klatkowa (1972)
45	Ostrów	Klatkowa, Winter (1990)
46	Świątniki	Jastrzębska-Mamełka (1984); Turkowska (1988)
47	Skaratki	Chmielewski (1961)
48	Bobrowka	Klajnert, Piechocki (1972)
49	Żyrardów I	Krupiński (1978)
50	Żyrardów II	Krupiński (1978)
51	Skierniewice	Borówko-Dłużakowa (1973)
52	Żabieniec Południowy	Majecka (2014)
53	Józefów	Dylik (1963); Sobolewska (1966)
54	Rogów	Janczyk-Kopikowa (1985a)
55	Białynin	Borówko-Dłużakowa (1973)
56	Kochanów	Alexandrowicz (1997)
57	Gutkowice	Balwierz (nie publik.); Kobjek (2000)
58	Bedlno	Środoń, Gołąbowa (1956)

Stanowiska osadów organogenicznych uznanych za eemskie, posiadających ekspertyzowe oznaczenia palinologiczne lub znajdujących się w jasnej sytuacji geologicznej

Lokalizacja stanowisk	Nazwa stanowiska	Autor opracowania
Dorzecze Widawki	Grabek Józefina Huby Ruszczyńskie Lubośnia Szpinalów Trakt Puszczański Zabrzezie Żar	Baraniecka, Sarnacka (1971)
KWB „Bełchatów”	Rogowiec	Baraniecka, Goździk (1992)
KWB „Bełchatów”	Winek	Goździk, Skórzak (2011)
SE część Pojezierza Kujawskiego	Bzówki Kamienna Kołomia Narty Walentykowo	Janczyk-Kopikowa (1985b); Baraniecka (1989, 1993)
S część Pojezierza Kujawskiego, na N od Konina	Sławoszewek	Stankowski i in. (1999); Pawłowski 2011
N część Równiny Kutnowskiej	Pomorzany	Roman (1999)
Dolina Neru na N od Poddębic	Chropy-SMGP	Miotk-Szpiganowicz (1999); Forsyjak, Kamiński (2011)
Wysoczyzna Turecka	Dobra	Czyż i in. (2008); Balwierz (nie publik.)
Lewy brzeg Warty na NW od Sieradza	Łabędzie	Załoba (nie publik.); Krupiński, Forsyjak (2007)
S część Pojezierza Kujawskiego	Tomisławice	Roman (nie publik.)
Łódź	Łódź-Grunwaldzka Łódź-Helenów Łódź-Pomorska Łódź-Strykowska Łódź-Św. Teresy Łódź-Tatrzańska Łódź-Tuwima Łódź-Tylna Łódź-Wojska Polskiego	Jastrzębska-Mamełka (1994); Balwierz (nie publik.); Roman (nie publik.)

Material i metody

W oparciu o dotychczas opublikowane materiały, a także na podstawie opracowań dostępnych w archiwach geologicznych łódzkich firm geotechnicznych, zebrano dane dotyczące występowania kopalnych serii organicznych z interglacjału eemskiego w centralnej Polsce. Większość znanych i opisanych wcześniej profili (rys. 1; tab. 1) posiada opracowanie litologiczne i paleobotaniczne dokumentujące eemski wiek serii. Rzadko rekonstrukcje funkcjonowania zbiorników eemskich, czy eemsko-vistuliańskich oparte były także na analizie składu subfosylowych Cladocera oraz oznaczeniach stosunków izotopów trwałych tlenu i węgla, a w przypadku osadów pozbawionych węglanu wapnia węgla i azotu. Do takich stanowisk należą Besiekierz (Miroslaw-Grabowska, Niska 2005), Kaliska (Miroslaw-Grabowska, Niska 2007), Ruszków (Miroslaw-Grabowska i in. 2009), Kubłowo (Niska, Roman 2014; Miroslaw-Grabowska i in. w druku), a ostatnio także profil Parchliny z pola Szczerców Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów (Wachecka-Kotkowska i in. w druku).

Dla obszaru Łodzi uwzględniono niepublikowany dotąd materiał dotyczący lokalizacji kopalnych zbiorników jeziornych, wypełnionych osadami organicznymi oraz mineralno-organicznymi o miąższości 4–10 m, występującymi pod przykryciem 1–4 m warstwy różnorodnych genetycznie osadów mineralnych (fluwialnych, deluwialnych, eolicznych). Dla trzech z tych stanowisk wykonane były na bieżąco, w latach 1992–2002, ekspertyzowe oznaczenia palinologiczne (M. Jastrzębska-Mamełka, Z. Balwierz) próbek pobranych z osadów organogenicznych zalegających najniżej i odznaczających się znaczną kompakcją. Z ekspertyz palinologicznych stanowisk z Łodzi wynika, że warstwy osadów organicznych w pobranych próbkach odkładały się w ciepłym okresie interglacjału, z dużym prawdopodobieństwem, że był to interglacjał eemski. Przemawia za tym wysoki udział pyłku drzew, w tym gatunków mezofilnych, znaczny (do 63%) udział leszczyny przy niskiej frekwencji pyłku sosny i braku buka. Dane z ekspertyz, następstwo osadów jezioro-bagiennych w analizowanych profilach oraz ich sytuacja geologiczna, analogiczna z dobrze udokumentowanymi seriami interglacjału eemskiego w rejonie Łodzi, pozwoliły na ich korelację wiekową właśnie z eemem. Ponadto profile z Łodzi (tab. 1) początkowo poznane tylko z wierceń,

były następnie skonfrontowane z odsłonięciami we wkopach budowlanych. Taki wgląd okazał się szczególnie cenny dla poznania charakteru pokrywy osadowej zalegającej powyżej serii organicznych, dał możliwość, np. rozpoznania w niej horyzontów struktur peryglacialnych i na tej podstawie wnioskowania o starszym od górnego vistulianu wieku podścielających je serii. Istotnym był również fakt, że liczba wierceń niezbędna w opracowaniach geotechnicznych niejednokrotnie pozwalała na okonturowanie kopalnych zbiorników. W rezultacie analizy materiałów archiwalnych z Łodzi oraz na podstawie własnych doświadczeń w badaniach terenowych stanowisk łódzkich, wytypowano 9 miejsc, w których występują kopalne zbiorniki eemskie (tab. 1).

Typy zbiorników eemskich i natura ich wypełnień

Plejstocenijskie zagłębienia, w których nastąpiła akumulacja osadów organogenicznych w interglacjale eemskim najczęściej uformowane są w glinie lodowcowej stadiału warty. Mogą jednak, jak ma to miejsce w przypadku Zgierza-Rudunek (Klatkova 1989) pojawiać się w zróżnicowanych litologicznie i wiekowo oraz zaburzonych glacitektonicznie osadach plejstocenijskich. Stanowiska te znajdują się w pozycji wysoczyznowej. Rzadkie są przypadki wypełnień starorzeczy funkcjonujących w eemskich dolinach rzecznych. Zachowane w nich osady organogeniczne najprawdopodobniej odłożyły się dopiero w górnej części interglacjału, o czym świadczą zbiorniki rozpoznane w dolinie Widawki w okolicach Szczercowa – Trakcie Puszczańskim i Lubośni oraz w Żarze (Baraniecka, Sarnacka 1971), w których utwory eemskie podścielone są iłami i mułkami zastoiskowymi. W dolinie Warty na wysokości Koźmina, w stanowisku Bór (Peters-Zganiacz i in. 2013) cienka warstwa eemskich gytii spoczywa na zastoiskowych piaskach. Z kolei w dolinie Neru, w Chropach-II na północ od Poddębic eemskie torfy wypełniające starorzecze leżą bezpośrednio na wapieniach i marglach górnej kredy (Miotk-Szpiganowicz 1999; Forsyjak, Kamiński 2011). We wszystkich stanowiskach znajdujących się w sytuacji dolinnej utwory eemskie występują pod osadami rzecznyymi akumulowanymi w vistulianie oraz holocenie, osiagającymi miąższość ponad 16 m, tak jak w przypadku doliny Warty.

Powstanie zagłębień najczęściej uwarunkowane było zanikiem brył martwego lodu pogrzebanych w utworach akumulacji lodowcowej i tworzeniem tzw. oczek, zazwyczaj niewielkich, bezodpływowych zbiorników. Tego typu formy szybko ulegały zapełnieniu, a ich ślady na ogół nie są widoczne we współczesnej rzeźbie terenu. Za zagłębienia tej genezy Klatkova (1990b) uznała kopalne zbiorniki w Modlnej (Klatkova, Balwierz 1990), Ostrowie (Klatkova, Winter 1990) – stromościenne, o rozmiarach 30x100 m, Raczkowie (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990a) – 60x100 m i głębokości ok. 4 m, Ustkowie i Emilianowie (Klatkova, Załoba 1991). Skupisko kopalnych form tego typu, na południe od Łodzi, udokumentowała Wieczorkowska (1975), między innymi w Pałczewie, w obrębie Pagórków Romanowskich określanych jako moreny martwego lodu. Dalsze przykłady to stanowiska osadów eemskich w Ozorkowie, gdzie kopalny zbiornik ma średnicę ok. 80 m i głębokość 5 m (Wasiak 1977), a także w Róży (Klatkova 1987). Również rejon dorzecza Widawki, szczególnie w obszarze rowu Kleszczowa, znany jest z nagromadzenia kopalnych zbiorników, których geneza związana była z bryłowym rozpadem lądolodu warciańskiego. W ramach prac rozpoznawczych nadkładu złoża węgla brunatnego w obszarze rowu Kleszczowa udokumentowano wówczas 16 profili z florą eemską należących do 8 zbiorników typu wytopiskowego: Szpinalów, Huby Ruszczyńskie, Aleksandrów, Faustynów, Leśna Niwa, Grabek, Zabrzezie i Józefin (Baraniecka, Sarnacka 1971). W kolejnych latach, kiedy sytuację geologiczną serii organicznych można już było skonfrontować z obrazem w ścianach odkrywk, liczba stanowisk z kopalną florą eemską wzrosła do 30 (Goździk, Skórzak 2011). Obecnie odsłaniane są nowe miejsca w rejonie Parchlin na polu Szczerców KWB Bełchatów (Wachecka-Kotkowska i in. w druku), znane dotychczas jedynie z wierceń (por. Baraniecka, Sarnacka 1971). Kolejnym zbiornikiem eemskim, którego genezy upatruje się w zaniku martwych lodów pozostawionych przez lądolód stadiału warty, jest położony w rejonie Turku – Władysławów (Tobolski 1986). Charakter niewielkich kociołków wytopiskowych mają też kopalne zbiorniki rozpoznane w 11 miejscach na terenie Łodzi (tab. 1), wypełnione osadami jeziorno-bagiennymi, których dolną część tworzą utwory udokumentowane palinologicznie lub zakwalifikowane jako eemskie. Rozmiary tych zagłębień nie przekraczają 100 m, natomiast ich głębokość bywa znaczna i sięga nawet do 10 m

(np. Łódź-Strykowska, Łódź-Tatrzańska, Łódź-Grunwaldzka).

Przyczyną powstania zagłębień mógł być również zanik lodu konserwującego obniżenia w powierzchni utworów spiętrzonych u czoła lądolodu. Taką genezę Klatkova (1989, 1997) przypisuje kilku zbiornikom w Zgierzu-Rudunkach. Położone blisko siebie, izolowane zagłębienia o średnicy od kilkunastu do kilkuset metrów i dość znacznej głębokości (ok. 10 m) ułożone są w ciąg, być może naśladujący przebiegiem osie struktur glacictonicznych.

Na Pojezierzu Kujawskim, w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965) oraz w pobliskich Łanietach (Balwierz, Roman 2002; Roman 2011) i Kubłowie (Roman, Balwierz 2010) zagłębienia, w których udokumentowano kopalne osady organogeniczne są śladem rynien polodowcowych uformowanych z końcem stadiału warty. Przemawia za tym geometria kopalnych zbiorników, ich sytuacja geologiczna, a także fakt ich zapełniania – już od początku interglacjału eemskiego, co wyklucza dłuższą trwającą postglacjalną erozję wodną prowadzącą do rozcięcia powierzchni gliny. Również w rejonie konińskim większość zbiorników eemskich miało charakter jezior rynnowych, m.in. w Mikorzynie (Stankowski i in. 1999) i Józwinie (Stankowska, Stankowski 1976).

Kolejną przyczyną tworzenia zagłębień bezodpływowych wypełnianych następnie osadami jeziorno-bagiennymi w interglaciale eemskim były zjawiska degradacji lodu gruntowego lub iniekcyjnego. Ten drugi typ, prowadzący do powstania zagłębień po pingo, reprezentuje kopalny zbiornik w Józefowie koło Rogowa (Dylik 1963). Przypuszczalnie procesy degradacji zmarzliny odpowiedzialne były za nierównomierną akumulację glacialną i powstawanie przegłębień w glinie w Śładkowicach (Klatkova, Jastrzębska-Mamełka 1990; Klatkova 1997).

Baraniecka i Sarnacka (1971) oraz Straszewska i Stupnicka (1979) zwracają uwagę na nagromadzenie kopalnych zbiorników w strefach przebiegu dużych struktur tektonicznych w podłożu kenozoiku, a zwłaszcza dolnoczwartorzędowych elementów strukturalnych. Przykładem gromadzenia się osadów jeziornych w wąskiej, równoleżnikowej strefie, zbieżnej z położeniem rowu Kleszczowa jest dorzecze Widawki (Baraniecka, Sarnacka 1971). Autorki podkreślają, że formy wytopiskowe, których na całym obszarze jest wiele, koncentrują się na obszarze rowu, gdzie istniały sprzyjające warunki konserwacji i długotrwałej sedymentacji osadów jeziornych,

w związku z trwającymi także w interglacjale eemskim ruchami obniżającymi. Również w przypadku zbiornika Łanięta, położonego w skrajnie południowo-wschodniej części Kujaw (rys. 1), znaczna miąższość serii osadów jeziornych i bagiennych oraz ciągłość ich akumulacji w interglacjale eemskim i całym wczesnym vistulianie wiązane były z subsydemcją podłoża (Balwierz, Roman 2002). Stanowisko ulokowane jest w strefie kontaktu czapy wysadu soli cechsztyńskich i skał mezozoicznej osłony. Aktywność tektoniczna tej strefy, mobilność soli oraz zjawiska krasowe zachodzące w gipsowo-iłowej czapie wysadu miały wpływ na sposób i charakter wykształcenia osadów kenozoicznych, w tym górno-plejstocenijskich, w rejonie Łanięt (Roman 2006, 2011). Jako zbiornik wiązany ze zjawiskami tektonicznymi, a ściślej pogłębianiem także w interglacjale eemskim funkcjonującego od neogenu rowu tektonicznego, uznano Ruszkówek (Kozydra, Skompski 1995).

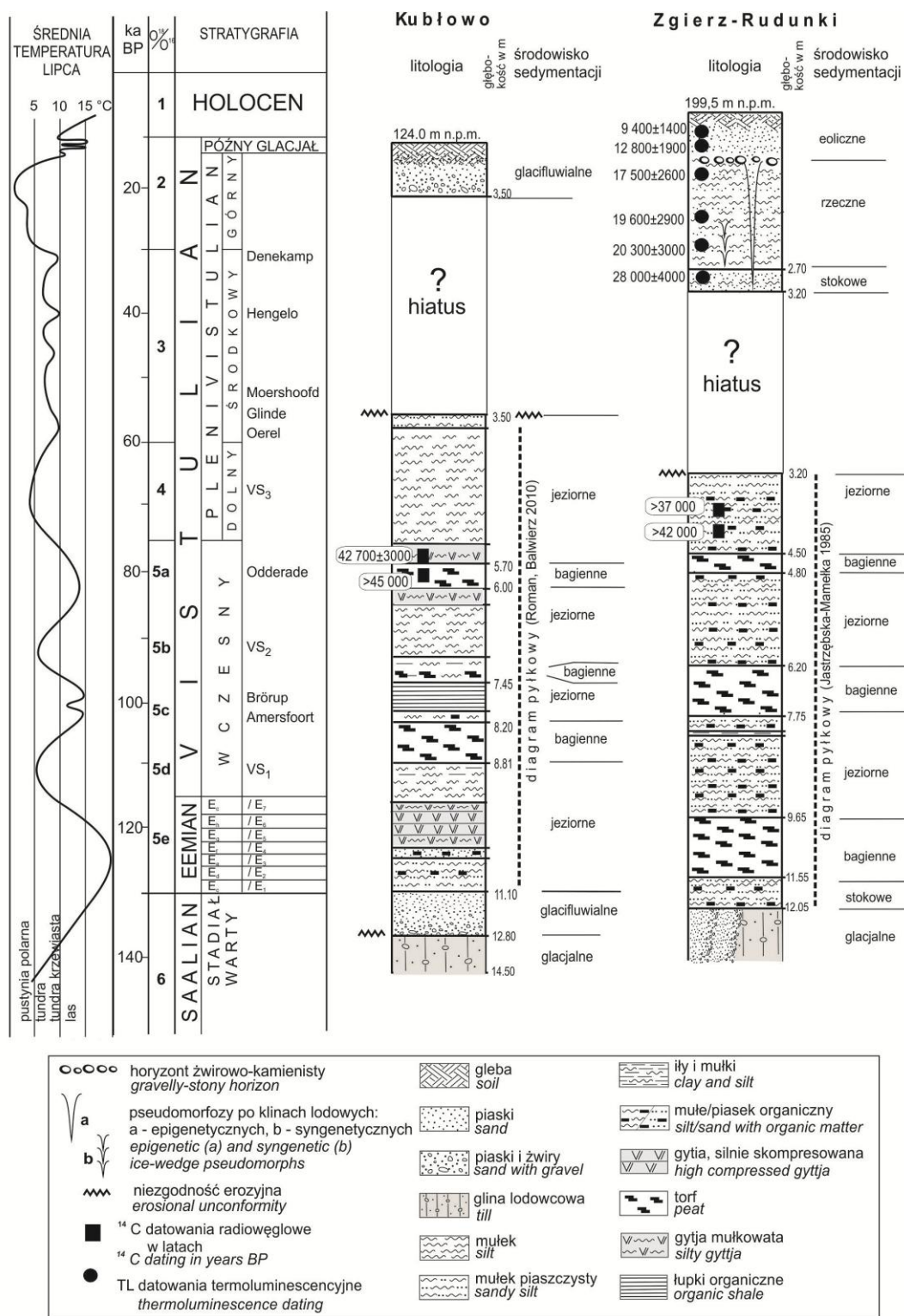
Analiza wypełnień post-warciańskich zbiorników dowodzi istnienia niewielkiej miąższości osadów z interglacjału eemskiego i miąższych serii osadów z ostatniego piętra zimnego. Sukcesje florystyczne badanych profili z centralnej Polski odpowiadają ogólnie przyjętemu schematowi rozwoju roślinności w interglacjale eemskim i są zbliżone do sukcesji roślinności tego interglacjału w innych częściach kraju (m.in. Mamakowa 1989; Tobolski 1991; Kuszell 1997; Krupiński 2005; Kupryjanowicz 2008).

Większość z udokumentowanych palinologicznie stanowisk zawiera osady jeziorne, mineralne i organiczne oraz torfy, osadzone niekiedy już od schyłku stadiału warty zlodowacenia odry (MIS 6) przez interglacjał eemski (MIS 5e). Małe zbiorniki w zasadzie zostały wypełnione już z końcem interglacjału, a w większych zagłębieniach akumulacja biogeniczna trwała jeszcze w vistulianie. Rzadkie są długie sukcesje obejmujące eem i wczesny vistulian (MIS 5a-d) lub jego część, na przykład Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamelka 1985), Łanięta (Balwierz, Roman 2002), Ruszkówek (Janczyk-Kopikowa 1997), Kaliska (Janczyk-Kopikowa 1965), Krzepczów (Klatkova 1972), Świątniki (Jastrzębska-Mamelka 1984), Kuców (Goździk, Balwierz 1994), Józefów (Sobolewska 1966), Ustków (Klatkova, Załoba 1991), Zabieniec Południowy (Majecka 2014). Wyjątkowo, w najgłębszych lub podlegających subsydemcji zbiornikach, akumulacja jeziorno-bagienna utrzymywała się jeszcze do

plenivistulianu. Unikalne są tu profile z ciągłym zapisem sukcesji eemsko-vistuliańskiej sięgającym aż po środkowy plenivistulian (MIS 3), jak ma to miejsce w Kubłowie (Roman, Balwierz 2010) (rys. 2).

Rytm post-eemskich zmian klimatycznych odzwierciedla się w naprzemiennej sedymentacji osadów: organicznych w ciepłych interwałach, zaś mineralno-organicznych lub mineralnych w chłodnych epokach vistulianu. Tę zależność dobrze ilustrują profile Zgierz-Rudunki i Kubłowo, w których wyraźnie zaznacza się przejście z sedymentacji organogenicznej w mineralną na przełomie interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły, a także interstadiałów i stadiałów w obrębie vistulianu (rys. 2).

Należy podkreślić, że eemskie i eemsko-vistuliańskie sukcesje osadowe kończą się hiatusem wynikającym z braku depozycji w związku z wypełnieniem zbiornika lub są efektem post-sedymentacyjnej erozji. Znaczną rolę w procesach niszczenia odegrała erozja rzeczna, szczególnie nasilona na początku plenivistulianu (por. Turkowska 1988, 2006, 2007). Kolejny etap depozycji osadów dotyczy formowania różnego rodzaju pokryw, głównie akumulowanych w chłodnych okresach vistulianu, na które składają się zróżnicowane genetycznie i litologicznie osady fluwialne, limniczne (rozlewiskowo-jeziorne), eoliczne i deluwialne. Nierzadko wśród tych osadów spotyka się horyzonty struktur mrozowych z przewodnim górnoplenivistuliańskim poziomem żwirowo-kamienistym (Klatkova 1989, 1997; Roman i in. 2014) udokumentowanym także w Zgierzu-Rudunkach (rys. 2). W niektórych miejscach, jak w Kucowie, procesy termokrasowe związane z późnovistuliańską degradacją wieloletniej zmarzliny doprowadziły do lekkiego obniżenia terenu i wznowienia akumulacji biogenicznej na niewielką skalę (Goździk, Skórzak 2011). W stanowiskach Kazimierz, Józwin, Mikorzyn, Sławoszewek, Ruszkówek, które znalazły się w zasięgu lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły (górnego plenivistulian, MIS2), serie jeziorno-bagiennie wypełniające post-warciańskie zagłębienia znajdują się pod przykryciem osadów glacialfluwialnych i gliny lodowcowej, natomiast w Kubłowie (rys. 2), Łaniętach, Leszczynie, Kamiennej, Nartach, Walentynowie zalegają pod pokrywą piasków i żwirów sandru formowanego u czoła lądolodu.



Rys. 2. Profile litostratigraficzne i środowiska sedymentacji kluczowych stanowisk z długim zapisem eemsko-vistuliańskiej sukcesji osadowej: Kubłowo (wg Roman 2010; Roman, Balwierz 2010), Zgierz-Rudunki (wg Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowa 1997)

krzywa średniej temperatury lipca dla vistulianu wg Kozarskiego (1991) i Klatkowej (1997)

Lithostratigraphy and depositional environments of the key sites with a long record of the Eemian-Vistulian sedimentary succession: Kubłowo (after Roman 2010; Roman, Balwierz 2010), Zgierz-Rudunki (after Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowa 1997)

mean July temperature of the Vistulian after Kozarski (1991) and Klatkowa (1997)

Świadectwa pojezierza eemskiego i czas zaniku jezior polodowcowych

Recesja lądolodu z okresu zlodowacenia poprzedzającego interglacjał eemski pozostawiła po sobie pojezierze, którego świadectwa znajdujemy jako wypełnienia formowanych wówczas mis jeziornych (rys. 1). We współczesnej rzeźbie, na zewnątrz obszaru objętego ostatnim zlodowaceniem, wyrażają się one jedynie w postaci płytkich, gdzieniegdzie zatorfionych, zbierających wody opadowe obniżzeń. Analiza kopalnych zagłębień umożliwiła udokumentowanie dawnego, młodoglacjalnego krajobrazu wieku eemskiego, z licznymi jeziorami typu oczek polodowcowych, czy o charakterze jezior rynnowych, a także innymi zbiornikami wód stojących i siecią niewielkich dolin rzecznych. To mnogość jezior polodowcowych jest świadectwem pojezierza istniejącego po okresie zaniku lądolodu stadiału warty. Urozmaicona ówczesna rzeźba zatarta została przez późniejsze procesy denudacyjne, szczególnie wydajne w chłodnych stadiach vistulianu (por. Turkowska 1999, 2006, 2007; Roman i in. 2014).

Obszarami, w których frekwencja występowania zbiorników eemsko-vistuliańskich jest zdecydowanie większa, porównywalna z obecnym rozprzestrzenieniem jezior na pojezierzach północnej Polski, są rejonu Bełchatowa, Konina i Łodzi. Jest to z jednej strony uzasadnione gęstością wierceń i odkrywek wykonanych na tych obszarach, jak również wynikiem ich położenia względem zasięgu stadiału warty i sposobu zaniku lądolodu. Po ostatecznym ustąpieniu lądolodu z tych obszarów ukształtowała się rzeźba młodoglacjalna, z charakterystycznymi dla niej licznymi zbiornikami sukcesywnie wypełnianymi osadami jeziornymi i bagiennymi. W obrębie 2 dwóch pól eksploatacyjnych Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów (pola Bełchatów i Szczerców) stwierdzono do chwili obecnej ponad 30 (Baraniecka, Sarnacka 1971; Goździk, Skórzak 2011) a na terenie Łodzi 11 kopalnych zbiorników tego typu (por. tab. 1), w tym 2 wcześniej opisane: Łódź-Polesie (Borówko-Dłużakowa 1956, 1973) i Łódź-Teofilów (Goździk 1980). Próbuąc oszacować gęstość występowania jezior, to przykładowo dla obszaru bełchatowskiego na 60 km² przypada wspomnianych 30 zbiorników, natomiast dla obszaru centralnej części Łodzi o powierzchni 50 km² – 11 zagłębień eemskich. Są to wskazania na tyle

istotne, że bez wątplenia można mówić o istnieniu pojezierza eemskiego.

Zapełnianie mis jeziornych, i związany z tym zanik pojezierza, było zależne głównie od warunków klimatyczno-hydrogeologicznych oraz morfologii mis jeziornych i ich otoczenia. Duże znaczenie miało też położenie jezior względem organizującej się sieci rzecznej, gdyż jeziora i doliny rzeczne na obszarach młodoglacjalnych tworzą powiązane ze sobą i zmienne w czasie systemy hydrograficzne (m.in. Niewiarowski 1986; Florek 1991; Błaszkievicz 2005).

Wypełnianie mis jeziornych znajdujących się w systemie zamkniętym, poza działaniem odpływu powierzchniowego i tworzących się lokalnie baz erozyjnych, następowało względnie powoli i systematycznie. W takiej sytuacji akumulacja osadów jeziornych i bagiennych trwała najdłużej, czego przykładem jest Kubłowo (Roman, Balwierz 2010) oraz Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowa 1987) (rys. 2). O ile w Kubłowie stropowa część osadów jeziorno-bagiennych została usunięta w wyniku erozji wód gładifluwialnych w czasie nasunięcia lądolodu w górnym plenivistulianie (Roman 2010), o tyle w Zgierzu-Rudunkach mamy pełen cykl wypełniania zbiornika, zwieńczony akumulacją utworów stokowych (Klatkowa 1989), aczkolwiek cykl ten zakończył się znacznie wcześniej niż w Kubłowie. Obszar stanowiska Zgierz-Rudunki dopiero pod koniec środkowego plenivistulianu włączony został w system otwarty, a obecnie znajduje się w górnej części suchej doliny denudacyjnej (por. Klatkowa 1989, 1997; Turkowska 2006). Próbuąc oszacować czas zapełniania post-warciańskich, polodowcowych mis jeziornych odniesiono się do stanowiska Kubłowo, w którym, w świetle danych palinologicznych, proces ten przebiegał najdłużej. Na podstawie zapisu palinologicznego w Kubłowie (Roman, Balwierz 2010) można szacować, iż proces ten mógł trwać ponad 70 tys. lat, gdyż akumulacja jeziorno-bagienna trwała tu od początku interglacjału eemskiego (ok. 126 ka BP) po stadiał Ebersdorf w dolnej części środkowego plenivistulianu (ok. 58–53 ka BP). Data radiowęglowa (42 700±3 000 ¹⁴C BP; nr lab. Lod-1416) uzyskana dla górnej partii osadów organicznych w Kubłowie (rys. 2), korelowanych w świetle badań palinologicznych ze schyłkiem interstadiału Odderade, którego wiek określono w profilu Oerel na 60 800 + 2 300/– 1 800 BP ¹⁴C BP (Behre, Plicht 1992) okazała się „odmłodzona” (Roman, Balwierz 2010; Mirosław-Grabowska i in. w druku). Pozostałe „otwarte”

daty radiowęglowe z profili Kubłowo i Zgierz-Rudunki (rys. 2) są do przyjęcia, jednak niewiele wnoszą do interpretacji wiekowej osadów organogenicznych.

Podsumowanie

Z obszaru centralnej Polski znanych jest, głównie z wierceń, 58 stanowisk kopalnych osadów jeziornych i bagiennych z udokumentowaną palinologicznie florą eemską, o których informacje znajdziemy w literaturze, a także 30 kolejnych stanowisk, które z dużym prawdopodobieństwem można uznać za eemskie (por. rys. 1, tab. 1). Są to najczęściej wypełnienia utworzonych u schyłku zlodowacenia odry zagłębień o charakterze oczek wytopiskowych (ok. 90%), rzadziej rynien polodowcowych, a także wypełnienia starorzeczy rzek funkcjonujących podczas interglacjału. Nieliczne są zbiorniki, w których akumulacja osadów jeziorno-bagiennych trwała nieprzerwanie zarówno w interglacjale eemskim, jak i w następującym po nim chłodnym okresie vistulianu, przy czym najdłuższy, ciągły zapis post-eemskich zmian środowiskowych posiadają stanowiska Kubłowo i Zgierz-Rudunki (rys. 2).

Zagłębienia w glinie, wypełnione jeziorno-bagiennymi seriami eemsko-vistuliańskimi, to relikty post-warciańskiego krajobrazu zakonserwowanego przez młodsze osady. Rekonstrukcja ówczesnej, polodowcowej rzeźby jest trudna z uwagi na jej silne późniejsze przeobrażenia, znaczne obniżenie i wyrównanie glacialnych powierzchni wysoczyznowych i związaną z nimi agradację w różnego rodzaju obniżeniach. Biorąc jednak pod uwagę gęstość występowania kopalnych zbiorników jeziornych, poznaną najlepiej w obszarze odkrywek bełchatowskich, w rejonie konińskim i na obszarze Łodzi, można stwierdzić, że jest ona porównywalna z gęstością występowania jezior na pojezierzach północnej Polski. Można zatem mówić o pojezierzu eemskim. Południowa granica rozprzestrzenienia tego pojezierza odpowiada zasięgowi łądolodu poprzedzającego interglacjału eemski, czyli łądolodowi stadiału warty zlodowacenia odry (por. Bruj, Roman 2007). Wyznaczając zasięg łądolodu, warto uwzględnić to kryterium, tak aby strefę z kopalnymi zbiornikami eemskimi o genezie polodowcowej włączać do obszaru zajętego przez lodowiec stadiału warty.

Analiza rozprzestrzenienia zbiorników eemskich w nawiązaniu do typu, charakteru wypełnień i położenia względem głównych elementów

paleoreliefu skłania do sformułowania następujących uwag:

1. Największe szanse zachowania i długotrwałego funkcjonowania miały zbiorniki położone w strefie wododziałowej, biegnącej w centralnej części Polski zgodnie z osią obszaru wyniesionego ponad 200 m n.p.m. (por. rys. 1), określonego przez Dylikową (1973) Garbem Łódzkim. W podobnym układzie jak obecnie dział ten istniał na powierzchni przedeemskiej (Turkowska 2006). Występujące tu zbiorniki pozostawały długo, jeśli w ogóle, w systemie zamkniętym i nie były włączane w (re)organizującą się w vistulianie sieć odpływu powierzchniowego.

2. Interesującym jest fakt, iż kopalne zbiorniki o znacznym wydłużeniu i głębokości, których genezy można upatrywać w erozji wód subglacialnych, zlokalizowane są na północ od łuku moren kutnowskich związanych z recesyjną fazą stadiału warty. To graniczenie przestrzenne występowania zagłębień typu rynnowego może wskazywać, że system intensywnego drenażu subglacialnego otworzył się dopiero podczas tej fazy.

3. Treść paleobotaniczna z poszczególnych stanowisk, zwłaszcza tych położonych w północnej części obszaru, pozwala twierdzić, iż teren centralnej Polski w chłodnych stadiach wczesnego vistulianu (MIS 5d, MIS 5b) oraz na początku plenivistulianu (MIS 4) znajdował się na odległym przedpolu pokrywy lodowej (por. Tobolski 1991; Stankowski i in. 1999; Roman 2010; Roman, Balwierz 2010; Roman i in. 2014; Marks i in. w druku).

Powstaje pytanie, jak długo trwa zapełnianie mis jeziornych i zanik pojezierza. Według Więckowskiego (1966, 1968), przy założeniu, że jeziora powstałe po ustąpieniu lodowca miały wolne tempo zapełniania osadami, proces ten trwał około 50 tys. lat. Na podstawie zapisu palinologicznego w Kubłowie (Roman, Balwierz 2010) oraz wstępnych badań w Parchlinach (Wachecka-Kotkowska i in. w druku) można szacować, iż proces ten mógł zachodzić znacznie dłużej – nawet około 80 tys. lat, biorąc pod uwagę, że akumulacja jeziorno-bagienna trwała od schyłku stadiału warty (ok. 135–130 ka BP) po dolną część środkowego plenivistulianu (ok. 58–53 ka BP). Warto podkreślić, że seria jeziorno-bagiennych osadów w Kubłowie kończy się powierzchnią erozyjną (rys. 2), więc możliwe jest, że czas akumulacji osadów i wypełniania zbiornika był tu jeszcze dłuższy.

Literatura

- Alexandrowicz S.W. 1997. Malacofauna of the Eemian Interglacial in Kochanów (Middle Poland). *Biuletyn Peryglacjalny* 36,1: 11-18.
- Balwierz Z. 1994. Wyniki analizy palinologicznej serii organicznych z Barczewa i Knap. Opracowanie archiwalne dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Złoczew (697). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- Balwierz Z. 2003. Roślinność vistulianu w Polsce środkowej. *Botanical Guidebooks* 26: 217-232.
- Balwierz Z., Roman M. 2002. A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geological Quarterly* 46,2: 41-51.
- Baraniecka M.D. 1989. Zasięg łądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *Studia i Materiały Oceanologiczne* 56, *Geologia Morza* 4: 131-135.
- Baraniecka M.D. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski (480). PIG, Warszawa: 1-67.
- Baraniecka M.D., Goździk J. 1992. Osady interglacjalne w stanowisku „Rogowiec” w Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. *Sprawozdania z badań naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN IX*: 22-23.
- Baraniecka M.D., Janczyk-Kopikowa Z. 1991. Deposits and pollen analysis of the Eemian Interglacial section at Sokolniki Stare (Plock Upland). *Geological Quarterly* 35: 27-36.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z. 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 254: 157-269.
- Behre K.E., Plicht J. 1992. Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 1: 111-117.
- Błaszkiwicz M. 2005. Późnoglacialna i wczesnoolocenska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Prace Geograficzne* 201: 1-192.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1956. Nowe stanowiska trzech plejstocenijskich flor kopalnych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 100: 247-262.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1973. Analiza pyłkowa interglacjalna eemskiego w Skierniewicach, Białyninie i Wyszkwowie. *Przegląd Geograficzny* 45, 4: 771-779.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1979. Młodoplejstocenijskie i późnoglacialne stanowiska flor kopalnych w Koninie. *Geological Quarterly* 23,1: 247-258.
- Breyermeyer A. 1991. Ekosystemy. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 514-546.
- Bruij M., Roman M. 2007. Zasięg pojezierza z interglacjalna eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 425: 27-34.
- Chmielewski W. 1961. Skarlatki. Guide-book of Excursion C – The Łódź Region. INQUA Vth Congress. PWN, Oddz. Łódź.
- Czyż J., Forsyjak J., Kamiński J., Klatkowska H. 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobra (587). Wyd. Geol., Warszawa: 1-39.
- Domosławska-Baraniecka M.D. 1965. Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 187: 85-106.
- Dutkiewicz L. 1992. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parzęczew. PIG, Warszawa: 1-40.
- Dylik J. 1963. Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 17: 1-93.
- Dylikowa A. 1973. Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa: 1-816.
- Florek W. 1991. Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP Słupsk: 1-238.
- Forsyjak J., Kamiński J. 2011. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Uniejów. PIG-PIB: 1-35.
- Goździk J. 1980. Würmskie osady peryglacjalne w Łodzi-Teofilowie. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica*, ser. II 22: 3-19.
- Goździk J.S., Balwierz Z. 1994. Kuców. Upper units of the Wartian complex, the Eemian and Vistulian sediments. The Excursion guide-book of INQUA SEQS Symposium *The Cold Warta Stage: Lithology, Paleogeography, Stratigraphy*. October 11-15, 1994, Łódź, Poland: 45-48.
- Goździk J., Jastrzębska-Mamelka M. 1982. Osady eemskie w Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. I Sympozjum *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa*. Wrocław-Warszawa. Wyd. Geol.: 158-163.
- Goździk J., Skórzak A. 2011. Zmienność akumulacji jeziorno-bagiennej od interglacjalna do holocenu w obszarze odkrywki „Bełchatów”. Przewodnik sesji terenowej Warsztatów Naukowych *Torfowiska w krajobrazie przekształconym. Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady*. Łódź-Bełchatów: 19-32.
- Goździk J., Balwierz Z., Szykiewicz A., Lesiak M. 1998. Quaternary deposits overlying the brown coal sedimentation. Guide to Excursion 2. The V European Palaeobotanical and Palynological Conference. W. Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Science, Cracow: 16-26.
- Janczyk-Kopikowa J. 1965. Flora interglacjalna eemskiego w Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 187: 107-117.

- Janczyk-Kopikowa Z. 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego z dorzecza Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 254: 65-88.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1985a. Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Rogowie. *Roczniki Gleboznawcze* 36,2: 143-148.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1985b. Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Kołomia, Kanibród i Bzówka wykonane dla arkusza Lubień Kujawski. Narodowe Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1991. Palynostratigraphy of the Pleistocene in Poland and the problem of the age of deposits from Besiekierz (Central Poland). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, Sec. B 46: 111-128.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1997. Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Ruszkówku na Pojezierzu Kujawskim. *Przegląd Geologiczny* 45,1: 101-104.
- Jasnowski M. 1978. Znaczenie torfowisk w Polsce i ich ochrona. W: I.W. Michajłow, Z. Zabierowski (red.) *Ochrona i kształtowanie środowiska przyrodniczego*, t. I: 279-316.
- Jastrzębska-Mamelka M. 1984. Interglacjał eemski i wczesny Vistulian w Świątnikach. Konferencja robocza *Rozwój sieci dolinnej w późnym plejstocenie i holocenie na Wyżynie Łódzkiej*. Wyd. UŁ, Łódź: 118-122.
- Jastrzębska-Mamelka M. 1985. Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 53: 1-75.
- Jastrzębska-Mamelka M. 1994. Orzeczenie palinologiczne w sprawie próbek torfów i gytii z Łodzi. Archiwum Geotechnika-Łódź Grzegorz Roman, Łódź.
- Jewtuchowicz S. 1970. Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Prace Geograficzne IG PAN* 85: 1-79.
- Jurkiewiczowa I. 1952. Interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 67: 183-230.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Klajnert Z., Piechocki A. 1972. Górnoplejstocenske osady doliny Bobrówki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. *Folia Quaternaria* 40: 1-36.
- Klatkova H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28: 1-228.
- Klatkova H. 1987. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Pabianice (664). Wyd. Geol., Warszawa: 1-52.
- Klatkova H. 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.
- Klatkova H. 1990a. Eemski i vistuliański rozwój osadów zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 19-38.
- Klatkova H. 1990b. Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 7-17.
- Klatkova H. 1997. Remarks on the palaeogeography of Middle Poland during the Neopleistocene time in the light of investigations of deposits of closed depressions. *Quaternary Studies in Poland* 14: 41-52.
- Klatkova H., Balwierz Z. 1990. Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modlnej koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 19-38.
- Klatkova H., Jastrzębska-Mamelka M. 1990. Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 51-58.
- Klatkova H., Winter H. 1990. Interglacjał eemski w Ostrowie koło Grabicy. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 59-68.
- Klatkova H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań: 33-44.
- Kobojek E. 2000. Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geographica Lodziensia* 77: 1-157.
- Kołaczek P., Karpińska-Kołaczek M., Petera-Zganiacz J. 2012. Vegetation patterns under climate changes in the Eemian and Early Weichselian in central Europe inferred from a palynological sequence from Ustków (Central Poland). *Quaternary International* 268: 9-20.
- Kozarski S. 1991. Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 80-105.
- Kozydra Z., Skompski S. 1995. Unikalne stanowisko interglacjału eemskiego w Ruszkówku na Pojezierzu Kujawskim. *Przegląd Geologiczny* 43,7: 572-575.
- Krupiński K.M. 1978. Historia, dynamika rozwoju i zaniku zbiornika interglacjałnego w Żyrdowie. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 300: 153-178.
- Krupiński K.M. 2005. Badania paleobotaniczne młodoplejstocenskich osadów jeziornych Wysoczyzny Płockiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 184: 1-58.
- Krupiński M., Forysiak J. 2007. Osady biogeniczne interglacjału eemskiego na obszarze Wyżyny Łódzkiej. XIV Konferencja Stratygrafia Plej-

- stocenu Polski *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. Ciechocinek. Wyd. PIG, Warszawa: 67-68.
- Krupiński K.M., Kotarbiński J., Skompski S. 2006. Osady jeziorne interglacjału eemskiego w Leszczynie Wysoczyzna Płocka. *Przegląd Geologiczny* 54,7: 632-638.
- Kupryjanowicz M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica* 48,1: 3-130.
- Kuszell T. 1997. Palinostratygrafia osadów interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w południowej Wielkopolsce i na Dolnym Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1965, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 60: 1-70.
- Majecka A. 2014. The palynological record of the Eemian interglacial and Early Vistulian glaciation in deposits of the Żabieniec Południowy fossil basin (Łódź Plateau, central Poland), and its palaeogeographic significance. *Acta Palaeobotanica* 54,2: 279-302.
- Mamakowa K. 1989. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica* 29,1: 11-176.
- Manikowska B. 1993. Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geologie en Mijnbouw* 72: 167-177.
- Marks L., Gałązka D., Woronko B. w druku. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.047>.
- Miotk-Szpiganowicz G. 1999. Sprawozdanie z wykonania analizy pyłkowej próbek osadu torfowego ze stanowiska Chropy. Maszynopis. Narodowe Archiwum Geologiczne, PIG-PIB, Warszawa.
- Mirosław-Grabowska J., Niska M. 2005. Isotopic and Cladocera records of climate changes of Early Eemian at Besiekierz (central Poland). *Geological Quarterly* 49: 67-74.
- Mirosław-Grabowska J., Niska M. 2007. Isotope and Cladocera data and interpretation from the Eemian optimum and postoptimum deposits, Kaliska palaeolake (central Poland). *Quaternary International* 175: 155-167.
- Mirosław-Grabowska J., Niska M., Roman M. w druku. Long (MIS 5e - 3) environmental history of a paleolake in central Poland recorded in the succession from Kubłowo. *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.027>
- Mirosław-Grabowska J., Niska M., Sienkiewicz E. 2009. Evolution of the palaeolake at Ruszkówek (central Poland) during the Eemian Interglacial based on isotopic, cladoceran and diatom data. *Journal of Paleolimnology* 42: 467-481.
- Niewiarowski W. 1986. The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region. *Acta Universitatis Nicolai Copernicus, Geografia* 21: 61-72.
- Niklewski J. 1968. Interglacjał eemski w Głównicy koło Wyszogrodu. *Monographiae Botanicae* 27: 125-192.
- Niklewski J., Kącki J., Stawin J. 1964. Analiza pyłkowa interglacjału z Głównicy. *Acta Geologica Polonica* 14,3: 407-414.
- Niska M. 2012. Fossil Cladocera remains in the Eemian sediments – preservation, frequency and dominant species. *Studia Quaternaria* 29: 31-43.
- Niska M., Roman M. 2014. Development of the Kubłowo palaeolake, Central Poland, during the Eemian Interglacial as against subfossil Cladocera analysis – preliminary results. *Studia Quaternaria* 31,1: 31-37.
- Noryśkiewicz B. 1999. Palynology of biogenic sediments of Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geological Quarterly* 43,1: 107-112.
- Oszast J. 1972. Wyniki analizy palinologicznej z Pałczewa. Arch. Zakładu Paleobotan. PAN, Kraków.
- Pawłowski D. 2011. Evolution of an Eemian lake based on Cladocera analysis (Konin area, Central Poland). *Acta Geologica Polonica* 61,4: 441-450.
- Petera-Zganiacz J., Borówka R.K., Forsyśki J., Miotk-Szpiganowicz G., Pawłowski D. 2013. Palaeogeographical significance of the Eemian biogenic sediments at the Bór site (Warta River valley, central Poland). *Geological Quarterly* 57,4: 687-700.
- Piech K. 1930. Badania nad dyluwium woj. Łódzkiego, część II Botaniczna. Flora warstw międzylodowcowych Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich i niektórych innych miejscowości w dorzeczu środkowej Warty. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* VI: 14-20.
- Piech K. 1932. Z badań nad dyluwium południowo-zachodniej części środkowej Polski. II. Utwory międzylodowcowe w Szczercowie, pow. wieluński, woj. łódzkie. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* VIII, 2: 51-132.
- Roman M. 1999. Dokumentacja prac geologicznych na obszarze arkusza Gostynin Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne, PIG-PIB, Warszawa.
- Roman M. 2006. Rola tektoniki solnej w kształtowaniu pokrywy kenozoicznej i rzeźby południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. W: P. Czubła, W. Mizerski (red.) *Geologia regionu łódzkiego i obszarów sąsiednich*. Wyd. UŁ, Łódź: 47-58.

- Roman M. 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia* 96: 1-171.
- Roman M. 2011. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gostynin (481). PIG-PIB, Warszawa: 1-47.
- Roman M., Balwierz Z. 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geological Quarterly* 54,1: 55-68.
- Roman M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. *Quaestiones Geographicae* 54: 55-68.
- Sobolewska M. 1966. Wyniki badań paleobotanicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej. *Biuletyn Peryglacjalny* 15: 303-312.
- Stankowska A., Stankowski W. 1976. Sytuacja geologiczna kopalnych utworów organicznych z odkrywki Józwin kopalni węgla brunatnego w Koninie. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 29: 167-177.
- Stankowski W., Tobolski K. 1981. Osady torfowe i limniczne wieku eemskiego z odkrywki Kazimierz Kopalni Węgla Brunatnego w Koninie (doniesienie wstępne). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 34: 171-178.
- Stankowski W., Bluszcz A., Nita M. 1999. Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i luminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. W: A. Pazdur i in. (red.) *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*. WIND – J. Wojewoda: 87-112.
- Straszewska K., Stupnicka E. 1979. Sites of the Quaternary lacustrine and peaty deposits in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences* 27,3-4: 169-177.
- Szałamacha G., Skompski S. 1999. Biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geological Quarterly* 43,1: 99-106.
- Środoń A., Gołabowa M. 1956. Plejstoceńska flora z Bedlna. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 100: 7-44.
- Tobolski K. 1986. Paleobotanical studies of the Eemian Interglacial and Early Vistulian, Władysławów in the vicinity of Turek (preliminary report). *Quaternary Studies in Poland* 7: 91-101.
- Tobolski K. 1991. Biostratygrafia i paleoekologia interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. Nauk. im. A. Mickiewicza, Poznań: 45-87.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57: 1-157.
- Turkowska K. 1999. Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacjalnej w Polsce środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 76: 101-132.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ: 1-237.
- Turkowska K. 2007. Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mroźcy jako świadectwo polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza. *Acta Geographica Lodziensia* 93: 87-105.
- Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Malkiewicz M., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Krzyżmińska J., Myśków E., Raczyk J., Wieczorek D., Stoiński A., Rzedkiewicz M. w druku. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.013>.
- Wasiak G. 1977. Kształtowanie północno-zachodniego przedpola Wyżyny Łódzkiej podczas zanikania lodowca warciańskiego. Maszynopis pracy doktorskiej. Łódź, Uniwersytet Łódzki.
- Wieczorkowska J. 1975. Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geographica Lodziensia* 35: 1-118.
- Więckowski K. 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. *Prace Geograficzne IG PAN* 57.
- Więckowski K. 1968. Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski. *Folia Quaternaria* 29: 145-151.
- Woldstedt P. 1947. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. *Zeitschrift der Deutschen Geologische Gesellschaft* 99: 96-123.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamelka M. 1990a. Kopalny zbiornik eemski w Raczkowie koło Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 69-74.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamelka M. 1990b. Stanowisko interglacjału eemskiego w Zagajewie koło Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 75-82.

Summary

The ice sheet recession from the preEemian glaciation left a lakeland the traces of which we see in the sediments of lake basins forming at that time (Fig. 1). In Central Poland recognized are 58 sites of fossil lake and bog sediments with palynologically documented Eemian interglacial flora but also in other 30 sites that can be deemed as Eemian (cf. Fig. 1, Tab. 1). They mostly are infillings of old depressions appearing at the end of the Warta stadial (Late Saalian glaciation, MIS 6) seen as kettle holes (ca 90%). Glacial troughs and fossil oxbows fillings are rare. Reservoirs with incessant lake-bog sediments accumulation in

Eemian interglacial and the subsequent cold Vistulian period are infrequent. The longest continuous record of postEemian environmental changes is found at the Kubłowo (Roman, Balwierz 2010; Niska, Roman 2014; Mirosław-Grabowska *et al.* in press) and Zgierz-Rudunki sites (Jastrzębska-Mamełka 1985) (Fig. 2).

Till concavities with lake-bog Eemian-Vistulian series are relics of a postWartanian landscape preserved by younger deposits. Reconstruction of the postglacial relief is intractable when one considers the subsequent transformations, alignments of the glacial plateaus and the accompanying aggradation in the different types of depressions. However, taking into account the frequency of fossil lakes best recognized in the Belchatów outcrops, the Konin region and in the Łódź area, we can postulate that the said lake frequency is comparable to the contemporary lakelands in the North of Poland. Thus we may speak of a fossil Eemian lakeland in Central Poland. Its southern limit corresponds to the pre-Eemian, i.e. the Warta Stadial, ice sheet extent (*cf.* Bruj, Roman 2007).

Analysis of the distribution of subfossil Eemian flora sites in relation to the origin of palaeolakes, the nature of their infillings and palaeolandscape we tend to formulate some remarks:

– The best chance to survive with a long-lasting functioning had reservoirs situated over 200 m a.s.l. along the watershed said by Dylkowska (1973) to be the Łódź Ridge that had a similar course as in the pre-Eemian surface (Turkowska 2006). Those reservoirs lasted long, if at all, in a closed system and were not part of the Vistulian surface drainage.

– Fossil reservoirs with a marked elongation and depth which origin can be found in subglacial water erosion are North of the Kutno moraine arc formed during Warta stadial ice sheet recession. Such a placement of glacial troughs may indicate that an intensive subglacial drainage system opened only during that stage.

– The palaeobotanic content from particular sites, mostly from those in the northern part of the area allows to believe that Central Poland during cold stadials of the Early Vistulian (MIS 5d, MIS 5b) and the outstart of the Plenivistulian (MIS 4) found itself at the far forefront of the ice cover (*cf.* Tobolski 1991; Stankowski *et al.* 1999; Roman 2010; Roman, Balwierz 2010; Roman *et al.* 2014; Marks *et al.* in press).

It remains an open question to determine how the duration of infilling the lake basins and the decay of the lakeland. According to Więkowski (1966, 1968), assuming that lakes that appeared following the recession of the ice sheet slowly built their sediments, that process must have protracted for 50 000 yrs. From palynology at Kubłowo (Roman, Balwierz 2010) and preliminary investigation at Parchliny (Wachecka-Kotkowska *et al.* in press) we may accept that the process could have lasted for even ca 80 000 yrs., knowing that the lake-bog accumulation has begun since the end of Warta stadial (*ca* 135–130 ka BP) and lasted to the lower part of the middle Plenivistulian (*ca* 58–53 ka BP). It is worth noting that the series of lake-bog sediments at Kubłowo ends up with an erosional surface (Fig. 2), hence it is plausible that the accumulation of sediments along with filling in the reservoir could have been significantly longer.

ZARASTANIE JEZIOR OBNIŻENIA UŚCIWIERSKIEGO I JEZIORA BRZECICZNO (POJEZIERZE ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKIE)

Terrestrialisation of the lakes in the Uściwierskie Lowering and Lake Brzeziczno (Łęczna-Włodawa Lake District)

GRZEGORZ KOWALEWSKI*, SŁAWOMIR ŻUREK**

Zarys treści. Jeziora podlegają naturalnemu procesowi zarastania, lecz jego mechanizmy nie są jeszcze dostatecznie znane. Rozpoznanie geologiczne osadów kopalnych jezior jest istotnym źródłem danych do analizy tego zagadnienia. W pracy przedstawiono przekrój geologiczny przez osady biogeniczne wypełniające misy jezior Obniżenia Uściwierskiego i jeziora Brzeziczno na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. W większości wypełnionej osadami misie jeziora Brzeziczno stwierdzono liczne przewarstwienia mszyste. Na gytii drobnodetrytusowej zalega gytia grubodetrytusowa, na której rozwinęły się torfowiska zbudowane głównie z torfów mechowiskowo-turzycowych. Na jezioro wkracza pło. W misach jezior Obniżenia Uściwierskiego dominują gytie wapienno-detrytusowe, wypełniające większość zagłębień. Powyżej, od strony zachodniej zalegają gytie grubodetrytusowe, przykryte przede wszystkim torfem mechowiskowo-turzycowym. Na brzegach wschodnich brak jest osadów limnicznych z powodu długookresowych wahań poziomu wody w jeziorach i działalności wiatru. Modele zarastania jeziora są dyskutowane. Obok modeli klasycznych, ujmujących zarastanie statycznie, sugerujemy model dynamiczny, uwzględniający wahania poziomu wody i lepiej wyjaśniający zarastanie jezior.

Słowa kluczowe: zarastanie jezior, wahania poziomu wody, osady limniczne, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie

Abstract. Lake overgrowing is a natural phenomenon, however, the controlling factors of this process are not completely understood. Geological drillings are an important source to help clarify the issue. In the paper, geological cross-sections through biogenic sediments that fill the lake basins in the Uściwierskie Lowering and Brzeziczno Lake were presented and discussed. In the Lake Brzeziczno basin, lake sediments fill-in most of the basin volume and are often interlayered with moss remains. Fine-detritious gyttja is overlain with coarse-detritious gyttja, covered by peat sediments, mainly sedge-moss peat. A floating mat is encroaching on the lakes. In lake basins of Uściwierskie Lowering, calcareous-detritious gyttja dominates the lakes sediments, filling-in most of the volume of the basins. On the western shores of lake basins, sedge-moss peat covers lake sediments but eastern shores remain deprived of sediments due to long-term lake level fluctuation and wind activity. Lake overgrowing models are discussed. We suggest that dynamic models, which include lake level fluctuations, better explain lake overgrowing than the classic, static hydroseral model.

Key words: lake overgrowing, lake level fluctuation, lake sediments, Łęczna-Włodawa Lake District

Wstęp

Proces zarastania jezior w Polsce trwa od początku ich uformowania i jest mocno zaawansowany (Kalinowska 1961; Choiński 2007; Choiński, Ptak 2009). Mechanizm zarastania jezior wyjaśniano wielokrotnie, a syntezę poglądów na ten temat przedstawił Kowalewski (2014). Jego ocenę umożliwiają badania geologiczne zbiorników akumulacji biogenicznej (Więckowski 1993;

Tobolski 2000), ujawniające na podstawie obecności osadów jeziornych rzeczywisty zasięg jezior w przeszłości. Zarastanie jezior można rozpatrywać z punktu widzenia limnologii jako proces prowadzący do ich zaniku, ale także – z punktu widzenia paludologii – jako proces prowadzący do rozwoju torfowisk. Tak też było w przypadku niniejszych badań, których geneza wiąże się z badaniami torfowisk prowadzonymi od lat 70. i 80. ubiegłego wieku w Zakładzie Przyrodniczych Podstaw Melioracji, w Instytucie Melioracji i Użytków

* Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Zakład Biogeografii i Paleoekologii, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: ichtys@amu.edu.pl

** Emerytowany Profesor Instytutu Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa; e-mail: jacekteofil@o2.pl

Zielonych w Falentach (Okruszko 1974; Żurek, Tomaszewicz 1989; Żurek 1993). W wyniku tych prac wyróżniono 4 typy zasilania torfowisk (por. Okruszko 1983). Charakterystyką torfowisk i mulowisk fluwiogenicznych, zasilanych głównie wodami powierzchniowymi oraz torfowisk soligenicznych, zasilanych wodami pod naporem i wodami podziemnymi o wyraźnym spadku, zajmowali się głównie Oświt (1973, 1991) i Dembek (1993). Torfowiska topogeniczne, zasilane wodą podziemną o płaskim poziomie badań Żurek (1990a), a torfowiska wysokie, ombrogeniczne o nieruchomym poziomie wody były przedmiotem prac m.in. Klossa (1993). Żurek (1990b, 1994) opracował nowy podział torfowisk, wiążąc go z określonymi formami terenu i typem zasilania. Jego podstawą są wklęsłe formy rzeźby oraz akumulowane w nich, pod wpływem zasilania wodą, utwory geologiczne. Ponieważ nie było wówczas szczegółowych badań nad torfowiskami topogenicznymi, rozwijającymi się na brzegach jezior, dlatego w 1990 r. zaplanowano ich przeprowadzenie. Do badań wybrano torfowiska przyjeziorne w rejonie Obniżenia Uściwierskiego (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Polesie Zachodnie), gdzie w latach 1956–57, w ramach prac melioracyjnych wykonano badania rozpoznawcze (Okruszko i in. 1971). W 1990 roku działania powtórzono i rozszerzono, wykonując szereg sondowań geologicznych w transekcie prowadzonym od misy jeziora Brzeziczno (poza Obniżeniem Uściwierskim) na zachodzie aż do jeziora Sumin na wschodzie. Wstępne dane na temat genezy i charakteru torfów przyjeziornych w Obniżeniu Uściwierskim opublikowano w pracach 4. Zjazdu Geomorfologów Polskich w Lublinie (Żurek 1998), ale nie przedstawiono tam bliżej zagadnień geologicznych, nie zamieszczono przekroju stratygraficznego, ani nie analizowano procesu zarastania jezior.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wyników badań geologicznych obiektów o podobnym typie zasilania (torfowiska topogeniczne), podobnej charakterystyce paleoefitosocjologicznej (zbirowiska mechowiskowe), zarastających często spleją (płem) oraz podjęcie dyskusji na temat koncepcji ich zarastania.

Tematyka zarastania jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego poruszana była przez wielu autorów, m.in. z paleoekologicznego i paleogeograficznego punktu widzenia dla jezior Brzeziczno, Moszne, Długie i Łukietek (Marek 1988), Łukcze (Bałaga 1982, 1990), Karaśne (Bałaga 2002, 2007a), Moszne (Dobrowolski i in. 2009) i Słone (Kulesza i in. 2012) oraz z fito-

socjologicznego punktu widzenia (m.in. Fijałkowski 1959; Fijałkowski i in. 1982, 1997; Popiołek 1988). Również badania geologiczne torfowisk Krowie Bagno (Bałaga i in. 1981), Durne Bagno (Bałaga 2007b), Bagno Bubnów (Pietruczuk 2015) ujawniły istnienie kopalnych jezior. Prowadzono także prace metodyczne poświęcone próbom precyzyjnej delimitacji linii brzegowej jezior w strefie zarastania (Turczyński i in. 2009).

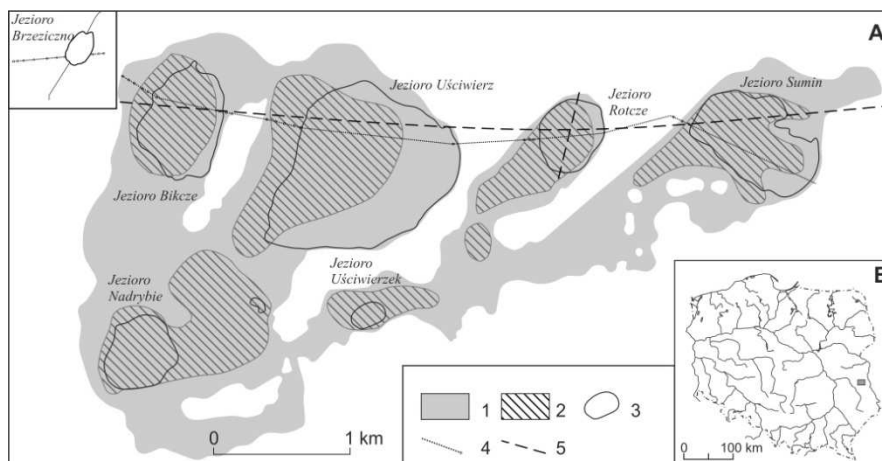
Obszar badań

Obniżenie Uściwierskie (rys. 1) stanowiło pierwotnie drugie pod względem powierzchni (po Krowim Bagnie) zagłębienie bezodpływowe Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, zajmując powierzchnię 45,83 km² (Sposób, Turczyński 2009). We wczesnym holocenie najprawdopodobniej wypełniały je wody jednego jeziora (Okruszko i in. 1971) o mocno rozwiniętej linii brzegowej z licznymi wyspami. Obecnie większość kopalnej misy wypełniona jest utworami limnicznymi i torfami (rys. 2). Jedynie w najgłębszych (>10 m) częściach pozostały płytkie jeziora (kolejno od zachodu: w części południowej Nadrybie i Uściwierzek, w części północnej Bikcze, Uściwierz, Rotcze, Sumin – rys. 1) z reguły otoczone szuwarami i kożuchem spleji (Sposób, Turczyński 2009). Włączenie obniżenia do sieci drenażu doprowadziło do uformowania cieków Piwonii Dolnej. Szczegółową charakterystykę zlewni jezior uściwierskich przedstawili Harasimiuk i in. (1998).

Metody badań

Prace terenowe przeprowadzono w lipcu 1990 r. Sondowania geologiczne obejmowały torfowiska przylegające z jednej lub z obydwu stron do jezior. Podczas wykonywania odwiertów posługiwano się świdrem typu Instorf. Łącznie przeprowadzono 37 sondowań. Lokalizacje punktów dokonano na podstawie mapy topograficznej 1:10 000. Wzdłuż linii przekroju, na długości 4 km wykonano pomiary niwelacyjne powierzchni torfowisk i jezior. Rodzaje torfów określono makroskopowo, a rodzaje gytii w oparciu o laboratoryjną analizę zawartości części mineralnych i analizę CaCO₃ (Markowski 1980).

W rejonie jeziora Brzeziczno rodzaje mchów w torfach mszystych pod gytiami i we wkładkach mszystych w gytiach oznaczył prof. Kazimierz Karczmarz. Zbirowiska roślinne na torfowiskach

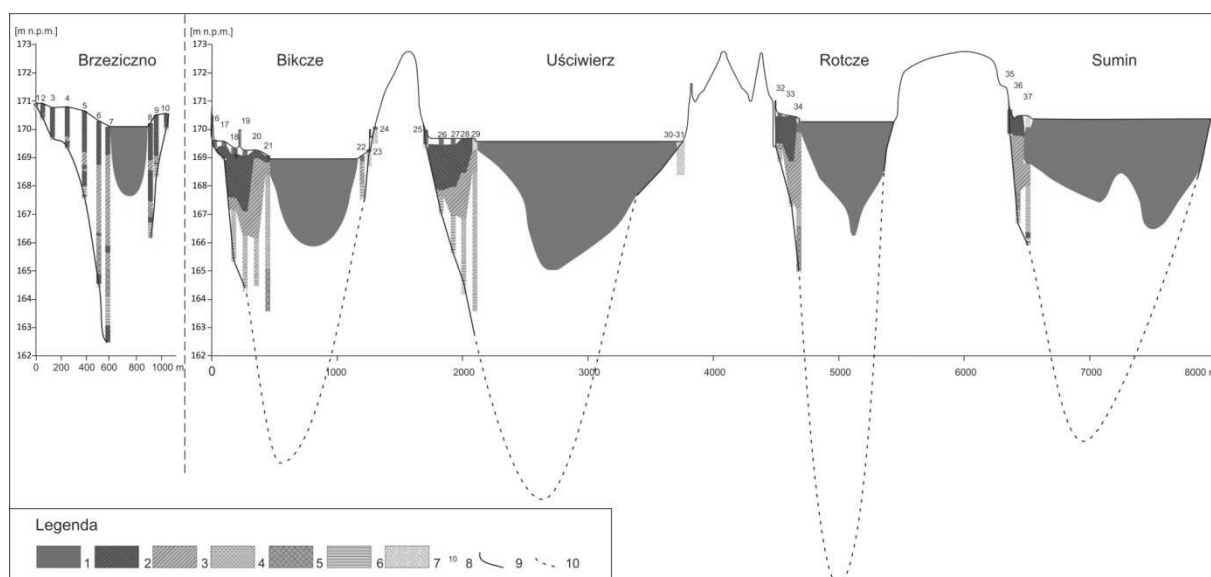


Rys. 1. A. Lokalizacja przekroju geologicznego przez Obniżenie Uściwierskie na tle opracowania Okruszko i in. (1971) i lokalizacja przekroju przez jezioro Brzeżiczno; B. Lokalizacja obszaru badań

1 – zasięg mokradła w Obniżeniu Uściwierskim wg Okruszko i in. (1971), przebiegający na rzędnej 171 m n.p.m. ($\pm 0,5$ m),
 2 – zasięg gyttji wg Okruszko i in. (1971), nieco zmieniony wg badań własnych, 3 – zasięg jezior według Okruszko i in. (1971), 4 – linia przekroju geologicznego z lokalizacją odwiertów przedstawionego na rys. 2, 5 – linia przekroju geologicznego wg Okruszko i in. (1971)

A. Location of geological cross-section through Uściwierskie Lowering on the base of Okruszko *et al.* (1971) and location of cross-section in Lake Brzeżiczno; B. Location of research area

1 – range of peatlands in Uściwierskie Lowering acc. to Okruszko *et al.* (1971), running about 171 m a.s.l. ($\pm 0,5$ m),
 2 – range of gyttja acc. to Okruszko *et al.* (1971), slightly changed after our investigation, 3 – range of the lake acc. to Okruszko *et al.* (1971), 4 – cross-section line with drillings depicted on Fig. 2, 5 – cross-section line acc. to Okruszko *et al.* (1971)



Rys. 2. Przekrój geologiczny przez Obniżenie Uściwierskie i misę jeziora Brzeżiczno. Kształt misy jeziornej wg Harasimiuk i in. (1998)

1 – mursz, 2 – torf, w przewadze mechowiskowy, 3 – gyttja grubodetrytusowa, 4 – gyttja detrytusowo-wapienna, 5 – gyttja drobnodetrytusowa, 6 – gyttja ilasta, 7 – utwory mineralne podłoża, 8 – numer wiercenia, 9 – dno misy jeziora, 10 – przypuszczalny kształt misy jeziornej wg badań Okruszko i in. (1971)

Fig. 2. Geological cross-section through Uściwierskie Lowering and Lake Brzeżiczno basin. Isobaths acc. to Harasimiuk *et al.* (1998)

1 – muck, 2 – peat, mainly moss-peat, 3 – coarse-detrituous gyttja, 4 – calcareous-detrituous gyttja, 5 – fine-detrituous gyttja, 6 – silty gyttja, 7 – mineral bed, 8 – drilling's number, 9 – lake basin's bottom, 10 – presumable shape of lake basin acc. to Okruszko *et al.* (1971)

badanych jezior określano wg Fijałkowskiego (1959), Fijałkowskiego i in. (1982), Popiołka (1988) i Marka (1988). Na podstawie własnych badań i pomiarów terenowych, danych z mapy topograficznej 1:10 000 oraz planów batymetrycznych jezior (Harasimiuk i in. 1998) wykonano przekrój geologiczny przez Obniżenie Uściwierskie. Hipotetyczną maksymalną głębokość misy oraz informację o braku osadów w części wschodniej jezior przyjęto częściowo za Okruszko i in. (1971).

Wyniki badań

Jezioro Brzeziczno (170,0 m n.p.m.)

Badany przekrój rozpoczyna się od zagłębienia jeziorno-torfowiskowego Brzeziczno. Jest ono wcięte w płaską równinę piaszczystego poziomu akumulacyjnego (171–173 m n.p.m.) nazywanego równiną jeziorną (Buraczyński, Wojtanowicz 1980/1981). Na torfowisku Brzeziczno przekrój przebiega przez jego centralną część z zachodu na wschód. W strefach brzeżnych panują zakrzewienia *Salici-Franguletum*, w strefie środkowej zakrzewienia brzożowe zbiorowiska *Sphagnetum medii betuletosum*, a w strefie przyjeziornej mszary *Caricetum limosae* (Fijałkowski in. 1982). Podobny układ roślinności występuje zarówno po zachodniej, jak i po wschodniej stronie jeziora. Na torfowisku wykonano 6 sond po stronie zachodniej i 3 po stronie wschodniej (rys. 1). Średnia miąższość torfu wynosi 1,2 m, a maksymalna 2,6 m. W centralnej partii torfy podścielone są gytiami o średniej miąższości 2,6 m, a maksymalnej około 7 m (przy brzegu jeziora). Torfy turzycowo-mechowiskowe przykryte są w stropie torfem mszarnym *Sphagnum medium* (100%), a gytia detrytusowa przewarstwiana jest i podścielona cienkimi warstwami torfu mechowiskowego. Górną warstwę torfu mechowiskowego tworzy w 100% *Drepanocladus revolvens*, a dolną torf mechowiskowy na piasku – *Scorpidium scorpioides* (30%) i *Calliergon trifarium* (30%). Podobne dwie warstwy torfu mechowiskowego występują po wschodniej stronie jeziora, świadcząc o dwóch okresach niskiego poziomu wody i kolejnych zwilgotnieniach.

Jezioro Biczko (160,8 m n.p.m.)

Przekrój rozpoczęto w NW części torfowiska od studni o rzędnej 171,3 m n.p.m. (3,1 m do

wody). Na zmeliorowanej i zagospodarowanej części torfowiska wykonano 4 sondy (16–19), na niezmeliorowanej – 2 sondy (20–21). W części odwodnionej torfy mechowiskowe, czasem podścielone turzycowiskowymi, o miąższości 1,7–2,3 m zalegają na 2–3-metrowych warstwach gytii detrytusowej i detrytusowo-wapiennej. W strefie przyjeziornej mechowiskowe pło o miąższości 0,2–0,3 m unosi się na 4–5-metrowej warstwie gytii detrytusowych i detrytusowo-wapiennych. Po stronie wschodniej nie wykształciło się torfowisko, a szuwar trzcinowy zakorzeniony jest w gytii detrytusowej, zalegającej do głębokości 1 m i leżącej na gytii ilastej (1–1,5 m).

Jezioro Uściwierz (168,8 m n.p.m.)

To największe jezioro Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Wilgat i in. 1991), o powierzchni 284 ha i ponad 2 km szerokości. Badaniem objęto torfowiska przylegające od zachodu do jeziora. W rejonie sond 25–27 torfowisko jest zagospodarowane, w strefie przyjeziornej rozwijają się łąki trzęślicowe i zarośla wierzbowe *Salici-Franguletum*. Miąższość mechowiskowych torfów turzycowych o rozkładzie 20–35% sięga od 1,2 do 1,8 m. Zalegają one na detrytusowych i detrytusowo-wapiennych gytiami o średniej miąższości 3,25 m, podścielonych gytiami ilastymi. Po wschodniej stronie jeziora graniczy z gruntami mineralnymi.

Jezioro Rotcze (169,6 m n.p.m.)

Przekrój biegnie od studni o rzędnej 171,4 m n.p.m. (2,4 m do poziomu wody) do jeziora na długości 160 m. Przecina łąkę uprawną, zakrzewiony szuwar turzycowy i zarośla wierzbowo-olchowe. W rejonie sond 32 i 33 słabo rozłożony torf mechowiskowy o miąższości 1,0–1,6 m zalega na gytii detrytusowej. W strefie brzegowej jeziora pło ze zbitych korzeni roślin unosi się na warstwie półpłynnej gytii, gytiami detrytusowych i detrytusowo-wapiennych o miąższości 5 m. Od wschodu jezioro przechodzi bezpośrednio w wyższy mineralny poziom, akumulacyjny.

Jezioro Sumin (170,1 m n.p.m.)

Linia przekroju biegnie od studni o rzędnej 171,7 m n.p.m. w kierunku SE, do brzegu jeziora, na długości 250 m. Jest to obszar mechowisk zakrzewionych wierzbą, a w pobliżu jeziora obszar zakrzewionych torfowisk przejściowych. Torf mechowiskowy zalega do głębo-

kości 0,7–0,8 m na krawędzi misy na piasku (sonda 35), a w strefie brzeżnej na 3-metrowej warstwie gytii detrytusowej. Bliżej strefy otwartej toni mechowiskowe pło unosi się na wodzie o głębokości 1,3 m, pod którą zalega 2,5-metrowa warstwa gytii detrytusowych i detrytusowo-wapiennych. W spągu gytii występuje 20-centymetrowa warstewka torfu mszystego, leżąca na różnoziarnistym piasku (10 cm). Pod piaskiem zalega jeszcze 5 cm utworu torfiastego, a niżej piasek drobny, luźny ze żwirkiem.

Dyskusja

Sąsiedztwo dwóch różnych obiektów geomorfologicznych: Obniżenia Uściwierskiego i kotła jeziora Brzeziczno skłania do rozważenia mechanizmów zarastania jezior, a zarazem rozwoju torfowisk topogenicznych. W przekrojach geologicznych czytelne są bowiem, obok podobieństw – znaczne różnice.

Etap limniczny

We wszystkich badanych basenach sedymentacyjnych w spągu zalega gytia ilasta. Gytie drobnodetrytusową, najbardziej charakterystyczny osad dla głębokowodnej sedimentacji bezwapiennej, stwierdzono we wszystkich jeziorach z wyjątkiem jeziora Uściwierz. Tworzy ona zawsze spągową warstwę osadów (nad gytia ilastą) i jest przykryta pokładami gytii wapienno-detrytusowej (poza jeziorem Brzeziczno). To właśnie ta (różowa) wapienno-detrytusowa gytia najprawdopodobniej powstaje współcześnie na dnie jezior i wypełnia ich misy. Potwierdzają to analizy Okruszki i in. (1971). Występowanie węglanu wapnia w osadach jeziornych warunkowane jest obecnością skał wapiennych budujących misę jeziorną, przenikających do wód jeziora wraz z dopływem wód gruntowych. Wypełnienie misy osadem niewątpliwie izoluje wody jeziora od dostawy wapnia. Taka sytuacja ma miejsce w przypadku niemal całkowicie wypełnionego osadami, bezdopływowego jeziora Brzeziczno, gdzie brak jest gytii wapiennych (podobnie wykazała Mięsiak-Wójcik 2013). Natomiast w pozostałych jeziorach bezpośredni kontakt z wodami gruntowymi jest możliwy poprzez fragmenty misy, które nie zostały pokryte jeszcze osadem lub sieć dopływów. Zagadnienia te z punktu widzenia hydrogeologicznego dla części obszaru Obniżenia Uści-

wierskiego obszernie zanalizowali Dawidek i in. (2012).

Nad gytia wapienno-detrytusową poniżej torfów zalegają gytie grubodetrytusowe, bezwapienne. Uwagę zwraca różnica rzędnych zalegania gytii wapienno-detrytusowej – od strony jeziora współcześnie znajduje się o ponad 1 m wyższej, niż w rdzeniach bliżej brzegu misy (np. Jezioro Bikcze, Uściwierz). Z kolei zarówno gytie grubodetrytusowe, jak i zalegające powyżej torfy powstawały kiedyś na niższych poziomach, niż obecnie. Sugeruje to znacznie wyższy poziom wody współcześnie, aniżeli w przeszłości. Zagadnienie to obszernie zanalizował Kowalewski (2014), zwracając zarazem uwagę na sprzeczność takiego układu osadów z klasycznymi schematami zarastania jezior.

Charakterystyczną cechą gytii i torfów wypełniających misy jezior Obniżenia Uściwierskiego jest widoczna wyraźnie na przekroju (rys. 2) asymetria ich występowania: obecność na brzegu zachodnim i brak na brzegu wschodnim. Na podstawie map (rys. 1), obrazujących pozorne przesunięcie jeziora względem zasięgu gytii w kierunku wschodnim, Okruszko i in. (1971) dla jezior: Bikcze, Uściwierz, Rotcze, Sumin wysunęli hipotezę przesuwania się jezior, na skutek erozyjnej działalności fal jeziornych atakujących brzeg od strony nawietrznej. Zdaniem autorów znaczenie erozyjnej działalności fal zostało wyolbrzymione. W rzeczywistości oddziaływanie fal nie zmienia kształtu misy jeziornej, uniemożliwia jedynie depozycję materii organicznej. Zagadnienie to, dyskutowane także w odniesieniu do innych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Dobrowolski i in. 2009), analizował Kowalewski (2014), podkreślając rolę nie tylko wiatru, ale także wahań poziomu wody w genezie tego zjawiska.

Etap torfowiskowy

Tradycyjnie wyróżnia się dwa rodzaje zarastania jezior: (1) roślinnością imersyjną i emersyjną (Kulczyński 1939), określane też jako zarastanie jezior eutroficznych i dystroficznych (Marek 1982), a także (2) zarastanie oddolne i odgórne, poprzez rozprzestrzenianie kożucha roślinnego zwanego płem, a regionalnie na Polesiu spleją (Marek 1992). W tej pracy przedstawiono jeden i drugi sposób zarastania jezior. Typowym przykładem zarastania przez pło jest jezioro Brzeziczno, natomiast w pozostałych jeziorach można znaleźć zarówno przykłady zarastania płem, jak i roślinnością imersyjną (np.

Popiołek 1988). Niezależnie od kontrowersji związanych z tą dwudzielnością (zob. Kowalewski 2014), warto zwrócić uwagę na różnice struktury geologicznej obu typów zbiorników.

W jeziorze Brzeźniczno obecne są liczne wkładki torfu w gytii, których brak w jeziorach Obniżenia Uściwierskiego. Najgłębiej zalegają one w profilu 7 (420–445 cm). Urban (2009) stwierdziła je na głębokości 340–360 cm, podobnie Marek (1988) w profilu 3. Takie też maksymalne głębokości zalegania mszystych wkładek podaje Mięsiak-Wójcik (2013). W każdym przypadku zarówno poniżej, jak i powyżej leżały warstwy gytii detrytusowej. Ich genezę Urban (2009) tłumaczy wahaniami poziomu wody. Nie da się wyjaśnić zalegania torfów na takich głębokościach tradycyjnym modelem statycznym, tj. bazującym na niezmiennym poziomie wody. Konieczne jest przyjęcie modelu dynamicznego, zakładającego akumulację osadów przy różnych, zmieniających się poziomach wody. W tym ujęciu wyjaśnić można obecność warstw torfu sięgającą 3–4 m. Taką koncepcję zarastania jezior szczegółowo przedstawił Kowalewski (2014), a prezentowane badania ją potwierdzają.

Wahania poziomu wody o dużej amplitudzie znajdują potwierdzenie także w pracy Okruszko i in. (1971), gdzie rozróżniono dwa rodzaje torfów rozwijających się na podłożu mineralnym oraz na gytii. Wśród pierwszej grupy dominują torfy turzycowe z większym udziałem trzciny. Występują one poza obszarem kopalnych jezior, a rozwijały się jako mokradła w warunkach podnoszącego się poziomu wody (proces paludyfikacji), a nie podczas zarastania jeziora (proces terestrializacji). W takich miejscach pojawiają się najczęściej, odnotowane przez Okruszko i in. (1971), znaleziska szczątków drewna w torfie graniczącym bezpośrednio z podłożem (na głębokościach 140, 300, 350, 400 i 290 cm), potwierdzając znacznie niższy poziom wody w przeszłości.

W drugiej grupie dominują torfy turzycowo-mechowiskowe (rodzaj Bryalo-Parvocaricioni wg Polskiej Normy Torfowej; por. Tołpa i in. 1967; Tobolski 2000). Rozwijają się w płytkowodnych zbiornikach, w zbiorowiskach mechowiskowych na podłożu luźnej gytii. Warunki takie mogą zaistnieć podczas naturalnego procesu wypełniania misy jeziornej osadem, ale także podczas wzrostu poziomu wody w jeziorze. Ten mechanizm zarastania jeziora, a zarazem rozwoju torfowisk mechowiskowych omówił szczegółowo Kowalewski (2014). Również

rezultaty prezentowane w niniejszej pracy potwierdzają zarastanie mis jeziornych zbiorowiskami mechowiskowo-turzycowymi.

Innym zagadnieniem dyskusyjnym jest obecność torfu trzciniowego, stwierdzonego przez Marka (1988) i Urban (2009), a także wzmiankowanego przez Mięsiak-Wójcik (2013) w misie jeziora Brzeźniczno. W przypadku tej ostatniej pracy, choć precyzyjnie przedstawiono lokalizację profili geologicznych, to brak informacji o sposobie oznaczania osadów uniemożliwia dyskusję. Marek (1988) przedstawił z kolei profile geologiczne i diagramy makroszczątkowe (choć bez skali i oznaczeń typu szczątków, co bardzo utrudnia identyfikację osadu), ale brak tu całkowicie ich lokalizacji. Autor określił diagramy jako „karpologiczne” (a więc szczątków generatywnych, typu nasiona, oospory, owoce), jednak obecne są w nim także szczątki wegetatywne, np. mchów. Otrzymana kombinacja gatunków pozwoliła na określenie subfosylnych zbiorowisk, umożliwiając zarazem interpretację rodzaju torfu. Warto jednak podkreślić – zwłaszcza w odniesieniu do roli helofitów w zarastaniu jezior – że dla określenia roli taksonu w strukturze osadu konieczne jest rozróżnienie szczątków generatywnych i wegetatywnych, co przekonująco wykazał Karcz (2013). Urban (2009) przedstawiła natomiast zestawienia tabelaryczne z procentowym udziałem szczątków, ale i w tej pracy brak lokalizacji opracowanych profili. Marek (1988) oznaczył torf trzciniowy w dwóch profilach (nr 2 – zaprezentowanym bez diagramu makroszczątkowego na ryc. 2 i nr 3 – diagram na osobnej rycinie), przypisując jego genezę do zespołu *Scirpo-Phragmitetum*. Autor w profilu nr 3 wydzielił dwie jednostki paleofitosocjologiczne: w spągu *Parvopotamo-Zanichelietum* (zdominowane przez roślinność wodną (*Nuphar luteum*, *Nymphaea alba*, *Najas marina*, *N. flexilis*) i mchy brunatne (*Drepanocladus aduncus* i *D. exannulatus*) z dużym udziałem *Carex pseudocyperus*), zaś w stropie *Scirpo-Phragmitetum* (zdominowane przez szczątki dużych helofitów i wysokich turzyc, ze znacznym udziałem szczątków roślin wodnych). Skład szczątków wskazuje na początkowy proces zarastania z niewielkim udziałem trzciny, zdominowany przez mchy brunatne, potem zaś ich ustąpienie i sukcesję klasycznej postaci litoralu, w której sedymentowała gytia przerastana kłęczami i korzeniami helofitów i turzyc (dyskusję na temat problemów z definiowaniem osadów strefy telmatycznej przedstawił Kowalewski 2009). W żadnym razie nie można tu mówić o sedentacji

torfu trzciniowego, którego klasyczne postaci opisał Jasnowski (1962) z doliny dolnej Odry. Urban (2009) odnotowała większy udział szczątków trzciny w osadzie (25–38%) jedynie w 50-cm miąższości profilu ze strefy granicznej zbiornika akumulacji biogenicznej, którego genezy, jak słusznie stwierdziła, należy raczej szukać w procesie paludyfikacji strefy brzegowej jeziora, aniżeli wiązać z procesem jego zarastania, ponieważ brak w tym profilu śladów organizmów jeziornych. Szczątki trzciny dominują jedynie w spągowym odcinku o miąższości 5 cm. W pozostałych profilach badanych przez Urban (2009) są składnikiem gytii lub gytii z torfem, a ich udział waha się w zakresie 1–10%. Podczas badań prezentowanych w tej pracy torfu trzciniowego nie stwierdzono. Rolę trzciny w zarastaniu jezior i budowanych przez nią osadów obszernie omówił Kowalewski (2014).

Przekrój geologiczny dokumentuje nachylenie powierzchni torfowisk w stronę jezior, co w ostatnich latach spowodowane jest obniżeniem poziomu wody w wyniku melioracji. Zjawisko to zostało potwierdzone przez Okruszko i in. (1971), Kowalewskiego (2012, 2013) oraz Grzywnę i Nieścioruka (2016), jako związane z antropogenicznymi zmianami sieci hydrograficznej Obniżenia Uściwierskiego. Intensyfikacja procesu zarastania jezior podczas ostatnich 200 lat odnosi się szczególnie do zachodnich brzegów jezior Uściwierz, Rotcze i Sumin. Ten proces w przekroju geologicznym reprezentują graniczące z wodą strefy pła torfowiskowego. Podobne struktury stwierdził Popiołek (1988; por. ryc. V-42 w pracy Kowalewski 2014). Wpływ antropopresji na rozwój pła podkreślili również Lamentowicz i in. (2007).

Marek (1992) i Urban (2009) przypisują zarastaniu jeziora przez pło decydujące znaczenie. Wydaje się jednak, że potencjał roślinności emersyjnej jako zdolnej do tworzenia pływającego kożucha zamykającego jezioro na kształt przesłony aparatu fotograficznego (np. Marek 1982) jest wyolbrzymiony. Okruszko i in. (1971) słusznie zauważyli, że nasunięcie pła poprzedzone jest wypełnieniem jeziora gytcią, a rozwój torfowiska odgrywa rolę drugoplanową: „Roślinność jeziorowa, zarówno zanurzona w wodzie, jak też występująca na płytszych partiach w postaci wielkich szuwarów, złożonych z trzciny, oczeretów i pałki, wypełnia zbiorniki jeziornicze swą masą, przekształcając się nie w torf, lecz w gytie. Biorąc pod uwagę wielkie ilości co roku przyrastającej masy roślin tego rodzaju, dochodzi się do wniosku, że jest to główny spo-

sób lądowania jezior. Powstawanie torfu przykrywającego dawny zbiornik wodny jest stadium końcowym i w całym procesie odgrywa rolę drugoplanową. Właściwy rozwój torfowiska i związane z tym gromadzenie się pokładów torfu zachodzi głównie dopiero od momentu nasunięcia się pływającego kożucha na lustro wody w jeziorze. [...] Kożuch taki stopniowo grubieje i zatapia się aż do połączenia się z dnem jeziora.” (Okruszko i in. 1971). Niedostatecznie zostało tu jednak uwypuklone znaczenie mchów brunatnych w zarastaniu jezior. Nie są one typowym składnikiem pła, w którym dominują mchy torfowce rozwijające się na „ruszcie” tworzoną przez kłącza roślin zielnych, m.in. *Carex limosa*, *Rhynchospora alba* (istnieją również warianty bardziej eutroficzne pła – Popiołek 1988). Jednak w przekrojach geologicznych decydujące znaczenie w wypełnianiu misy jeziornej mają torfy mechowiskowo-turzycowe, a nie mszarno-turzycowe. Torfy mechowiskowe nie rozwijają się wraz z płem, lecz tworzą się z mchów właściwych (Bryales) porastających płycizny wypełnione gytcią. Mchy te są – częściowo lub całkowicie zanurzone – przeważnie niewidoczne, co tłumaczy pomijanie ich roli w zarastaniu jezior. To one, a nie pło inicjują zarastanie zwłaszcza małych jezior „kotłowych”, co obrazuje zestawienie przekrojów geologicznych, wykonanych przez Lamentowicza (2005) – zob. ryc. V-51 w pracy Kowalewskiego (2014). Gdy jezioro ulega nagłemu wypłycaaniu na dużej powierzchni, co jest częstym zjawiskiem przy znacznym, naturalnym lub antropogenicznym obniżeniu poziomu wody, rozwijają się na dużych powierzchniach zbiorowiska mechowiskowe. Ta rola zarastania arealnego, a nie dośrodkowego została ostatnio udokumentowana w pracach Ireland i Booth (2011), Ireland i in. (2012), a zagadnienie przedyskutował także Kowalewski (2014), wykazując zbyt małe tempo przyrostu pła do zarośnięcia odgórnego. Dlatego pogląd że „Zatorfienie zachodzi w wyniku stopniowego nasuwania się na powierzchnię wody pływającego kożucha, zbudowanego z roślinności turzycowo-mszystej” Okruszko i in. (1971), należy zrewidować, gdyż jest to spojrzenie zbyt uproszczone.

Na zakończenie tej dyskusji, która próbuje wskazać pomijane dotąd aspekty zanikania jezior, warto krótko przeanalizować potencjalny zasięg jezior w Obniżeniu Uściwierskim (nazwijmy je paleojeziorami Uściwierskimi), zależnie od poziomu wody. Już pobieżna analiza ryciny z pracy Okruszko i in. (1971) wskazuje, że przy rzędnej 3 m poniżej dzisiejszego poziomu

lustra wody powierzchnia jezior byłaby zbliżona do powierzchni jezior współczesnych, ale pomiędzy jeziorami byłyby na tyle niski poziom wody, że rozwijały się tam drzewostany (niezależnie, czy na gruncie torfowym, czy mineralnym). Dopiero stopniowe podnoszenie poziomu wody umożliwiłoby rozwój (albo regenerację i wzrost w przypadku istniejących) torfowisk oraz powiększenie powierzchni jezior. Autorzy sądzą, że powszechnie panujący pogląd o stałym i stopniowym zanikaniu jezior (np. „Obszary zajmowane dawniej przez jeziora, zaznaczone obecnie w formie pokładów gytii były znacznie większe” (Okruszko i in. 1971) jest nazbyt uproszczony, gdyż prawdziwy byłby on jedynie przy założeniu braku wahań poziomów wody, a te udokumentowano jako znaczące. Proces był znacznie bardziej dynamiczny, a najszybsze zanikanie jezior następowało nie tylko w wyniku procesów stopniowych, lecz także skokowych (Ireland i in. 2012).

Podsumowanie

Zarastanie jezior jest procesem naturalnym, który można rozpatrywać z punktu widzenia limnologii jako proces prowadzący do zaniku jezior, ale także – z punktu widzenia paludologii – jako proces prowadzący do rozwoju torfowisk. W sąsiedztwie jezior Obniżenia Uściwierskiego i sąsiadującego z nim od strony zachodniej jeziora Brzeziczno rozwijają się zbiorowiska torfotwórcze, głównie mechowiskowe i mszarne, wkraczające także na jeziora w postaci pła (splei). Misy jezior są w przeważającej części wypełnione osadem limnicznym, dlatego jeziora są płytkie. Charakter osadów jest odmienny w jeziorze Brzeziczno, gdzie brak gytii wapiennych, dominujących z kolei w misach jezior Obniżenia Uściwierskiego. Także rozkład przestrzenny osadów jest nierównomierny. Wschodnie części mis w przewadze są pozbawione osadów. Ich depozycję, podobnie jak rozwój torfowisk uniemożliwia erozja falowa spowodowana działalnością wiatru. Brak osadu aż do głębokości dwóch metrów da się wyjaśnić jedynie erozją, odbywającą się przy znacznie niższym od obecnego poziomie wody. W jeziorze Rotcze ślady takiej erozji, czyli luki sedimentacyjne (hiatusy) sięgają 5000 lat (Kowalewski 2014). Znaczne wahania poziomu wody w przeszłości udokumentowano również w jeziorze Brzeziczno w postaci licznych warstw mszystych pomiędzy warstwami gytii.

Nierównomierne wypełnienie mis osadem limnicznym widoczne jest także w rozmieszczeniu torfowisk wokół jezior, które rozwinęły się na podłożu gytii grubodetrytusowej po zachodnich stronach mis jeziornych. Po stronach wschodnich znajdują się jedynie zbiorowiska szuwaru wysokiego. Obecność torfów tuż przy krawędzi misy jeziornej na głębokości 1–2 m poniżej dzisiejszego poziomu lustra wody, także wskazuje na niższy poziom wody w przeszłości.

Nierównomierny rozkład osadów i płynące z niego wnioski dotyczące wahań poziomu wody w przeszłości zmuszają do przyjęcia koncepcji sukcesji dynamicznej zarastania jezior (Kowalewski 2014) w miejsce wciąż dominującej w podręcznikach koncepcji statycznej, zakładającej niezmienny poziom wody w ciągu całej historii jeziora. Podobnie krytycznie należy zwerifikować doniesienia o miększych pokładach torfu trzciniowego w obrębie mis jeziornych.

Podziękowania

Autorzy dziękują Pani Klarze Tomaszewskiej i anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi, które pozwoliły poprawić jakość tekstu.

Literatura

- Bałaga K. 1982. Vegetational history of the Lake Łukcze environment (Lublin Polesie, E Poland) during the Late-Glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica* 22(1): 7-22.
- Bałaga K. 1990. The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover of the south-western part of the Łęczna-Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Palaeobotanica* 30(1-2): 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. 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., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981. Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 35-36: 37-62.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980/1981. Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę po-

- łudniowej części Polesia Lubelskiego. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 35-36: 63-79.
- Choiński A. 2007. Limnologia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 1-547.
- Choiński A., Ptak M. 2009. Lake infill as the main factor leading to lake's disappearance. *Polish Journal of Environmental Studies* 18(3): 347-352.
- Dawidek J., Ferencz B., Sobolewski W. 2012. Modelling of hydrogeochemical potential of three lake catchments in Polesie region (Eastern Poland). *Hydrological Processes* 27,12: 1773-1780.
- Dembek W. 1993. Rodzaje torfowisk soligenicznych oraz ich znaczenie przyrodnicze i rolnicze. *Wiadomości IMUZ* 17,3: 11-36.
- Dobrowolski R., Bałaga K., Rodzik J., Gazda L. 2009. Bottom deposits of Lake Moszne in the Polesie National Park – lithostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. Teza Komisji Ochrony i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego O.L. PAN 6: 51-57.
- Fijałkowski D. 1959. Szata roślinna jezior Łęczyńsko-Włodawskich i przylegających do nich torfowisk. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 14: 131-206.
- Fijałkowski D., Chojnacka-Fijałkowska E. 1982. Roślinność i zbiorowiska Jeziora Brzeziczno. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. C 37: 271-290.
- Fijałkowski D., Urban D., Baryła R. 1997. Szata roślinna obiektu leśno-torfowiskowego Rogóźno. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. C 52: 145-168.
- Grzywna A., Nieścioruk K. 2016. Changes of hydrographic network of Uściwierskie Lowering according to cartographic materials. *Journal of Ecological Engineering* 17(4): 148-153.
- Harasimiuk M., Michalczyk Z., Turczyński M. 1998. Jeziora łączyńsko-włodawskie. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Lublin: 1-176.
- Ireland A.W., Booth R.K. 2011. Hydroclimatic variability drives episodic expansion of a floating peat mat in a North American glacial kettle. *Ecology* 92: 11-18.
- Ireland A.W., Booth R.K., Hotchkiss S.C., Schmitz J.E. 2012. Drought as a Trigger for Rapid State Shifts in Kettle Ecosystems: Implications for Ecosystem Responses to Climate Change. *Wetlands* 32: 989-1000.
- Jasnowski M. 1962. Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego. Wydział Nauk Przyrodniczo-Rolniczych Szczecińskiego Towarzystwa Naukowego 10: 1-340.
- Kalinowska K. 1961. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. *Przegląd Geograficzny* 33: 511-518.
- Karcz G. 2013. Znaczenie kłoci wiechowatej *Cladium mariscus* L. (Pohl.) w budowaniu osadów w jeziorach i torfowiskach przy wschodniej granicy jej europejskiego zasięgu. *Studia Limnologica et Telmatologica* 7(1): 21-86.
- Kloss M. 1993. Differentiation development and peatlands in hollows without run-off on young glacial terrains. *Polish Ecological Studies* 19,3-4: 115-219.
- Kowalewski G. 2009. Pułapki opisu poligenetycznych osadów strefy litoralnej oraz deponowanych pod płem i w strefie pla – zastosowanie systemu Troels-Smitha. *Studia Limnologica et Telmatologica* 3(2): 47-53.
- Kowalewski G. 2012. Over 200 years of drainage practices and lake level drawdown in Uściwierskie Lowering (Łęczna-Włodawa Lake District). *Limnological Review* 12/4: 179-190.
- Kowalewski G. 2013. Changes in Lake Rotcze catchment over the last 200 years: implications for lake development reconstruction. *Limnological Review* 13/4: 197-207.
- Kowalewski G. 2014. Alogeniczne i autogeniczne składowe zarastania jezior: hipoteza wahań poziomu wody. *Studia Limnologica et Telmatologica, Monographiae* I: 1-196.
- Kulczyński S. 1939 (i 1940). Torfowiska Polesia, T.1-2. Prace Rolniczo-Leśne PAU 37, Kraków: 1-777.
- 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.
- Lamentowicz M. 2005. Geneza torfowisk naturalnych i seminaturalnych w Nadleśnictwie Tuchola. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 1-103.
- Lamentowicz M., Tobolski K., Mitchell E.A.D. 2007. Palaeoecological evidence for anthropogenic acidification of a kettle-hole peatland in northern Poland. *Holocene* 17: 1185-1196.
- Marek S. 1982. Przekształcanie jezior w torfowiska. *Sprawozdania Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego* 37B: 27-30.
- Marek S. 1988. Biostratigraphy of some mires in Włodawa-Łęczna Lake Region. *Prace Botaniczne Uniwersytetu Wrocławskiego* 37: 57-79.
- Marek S. 1992. Transformation of lakes in mires. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 61(1): 103-113.
- Markowski S. 1980. Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznawania i klasyfikacji. W: Kreda jeziorna i gytie. T. 2, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Gorzów Wlkp.-Zielona Góra: 44-55.
- Mięsiak-Wójcik K., 2013. Zmiany form retencji w zlewniach jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jako przejaw ewolucji hydrosfery. Maszynopis pracy doktorskiej. Zakład Hydrologii UMCS.

- Okruszko H. 1974. Zasady podziału gleb organicznych. *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych* 12,1: 19-38.
- Okruszko H. 1983. Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji. *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych* 15,1: 13-31.
- Okruszko H., Churski T., Karpińska J. 1971. Torfowiska i gytiowiska w rejonie jezior krasowych Uściwierz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 107: 121-165.
- Oświt J. 1973. Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych. *Roczniki Nauk Rolniczych, ser. D, Monografie* 143: 1-80.
- Oświt J. 1991. Roślinność i siedliska zabagnionych dolin rzecznych na tle warunków wodnych. *Roczniki Nauk Rolniczych, ser. D, Monografie* 221: 1-229.
- 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.
- Polska Norma: Torf. Genetyczny podział surowca. PN-85/G-02500.
- Popiołek Z. 1988. Zróżnicowanie roślinności wodnej i przybrzeżnej na tle warunków siedliskowych w obrębie jezior Lubelskiego Zagłębia Węglowego. UMCS, Lublin: 1-108.
- Sposób J., Turczyński M. 2009. Przekształcenia obszarów bezodpływowych w zlewnie o wymuszonym obiegu wody – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie. W: R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.) *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. Gdańsk: 111-121.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. PWN, Warszawa: 1-508.
- Tołpa S., Jasnowski M., Pałczyński A. 1967. System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 76: 9-99.
- Turczyński M., Sobolewski W., Mięsiak-Wójcik K. 2009. Selected problems related to the demarcation of lake range in the light of field surveys. *Limnological Review* 9(4): 203-214.
- Urban D. 2009. Development of the peatbog at Lake Brzezicno (Łęczyńsko-Włodawa Lakeland) based on the analysis of subfossil plant macro remains. *Teka Kom. Ochr. Kszt. Środ. Przyr. – OL PAN*, 2009, 6: 374-385.
- Więckowski K. 1993. Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach. W: I. Dynowska (red.) *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. Uniwersytet Jagielloński, Kraków: 88-97.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K.H. 1991. Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej* 19: 23-128.
- Żurek S. 1990a. Identyfikacja torfowisk topogenicznych. *Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie* 33,1-3: 21-24.
- Żurek S. 1990b. Związek procesów zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski. *Roczniki Nauk Rolniczych ser. D, Monografie* 220: 1-174.
- Żurek S. 1993. Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. *Przegląd Geograficzny* 64, 1-2: 75-95.
- Żurek S. 1994. The relation between peat formation process and the polish lowland landscape. *Quaternary Studies in Poland* 12: 73-81.
- Żurek S. 1998. Zatorfianie jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Referaty i komunikaty 4 Zjazdu Geomorfologów Polskich. UMCS, Lublin 3-6 czerwca 1998: 397-401.
- Żurek S., Tomaszewicz H. 1989. Badanie bagien. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.) *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. PWN, Warszawa: 190-210.

Summary

Lake overgrowing is a natural phenomenon considered from a limnological point of view as a lake disappearing and from a paludological point of view as a process of peat formation. We investigate this process in the lakes located in the Łęczna-Włodawa Lake District, the southernmost lakeland in the Polish lowland (Fig. 1). Geological cross-sections (Fig. 2) were performed at the lakes and adjoining mires in the Uściwierskie Lowering (lakes: Bikcze, Uściwierz, Rotcze, Sumin) and at Lake Brzezicno, bordering the Lowering from the west.

The depth of the initial lake basins usually exceeded 10 m but at present most of them have already been infilled with limnic sediments, making the lakes shallow. In the lake basins in the Uściwierskie Lowering, calcareous gyttja prevails, whereas it is absent in Lake Brzezicno. The spatial distribution of the sediments in the lakes also differs considerably. In the Uściwierskie Lowering the eastern parts of the lake basins are predominantly deprived of deposits. Their deposition was prevented by the action of wind and wave resulting in sediment removal. This phenomenon is widely described in literature but in our opinion it cannot explain such removal up to the depth of 2 m and more. We suggest that it was at least partially caused

by sediment erosion in the past as a result of lake level lowering. There is evidence in Lake Rotcze indicating that sediment deposition was not continuous and a hiatus covers a time span of about 5000 years, Kowalewski (2014). Gyttja deposits in Lake Brzeziczno interlayered with brown moss also confirm strong lake level fluctuations in the past (Fig. 2).

There are many limnogenic mire complexes at the lakes in the Uściwierskie Lowering and at Lake Brzeziczno, mainly brown-moss mires and to a minor extent *Sphagnum* mires. In some cases, they encroach on lakes as a floating mat referred to regionally as 'speja', whereas a common name in Poland is 'pło'. Patterns of spatial distribution of mires adjoining lakes are similar to those displayed by lake sediments. They develop mainly on coarse-detritus gyttja on the western side of

lake basins, whereas on the eastern side they are absent and only rushes on sandy gyttja occur. The presence of peat on the mineral edge of a lake basin at the depth of 1-2 m suggests lower water levels in the past as well.

Irregular patterns of organic sediment distribution and implication hence derived lead to a conclusion that the only the dynamic concept of hydrosere succession (Kowalewski 2014) instead of the static one, assuming a constant water level, allows to explain the development of the lake-mire ecosystem and the process of sediment formation in lakes. Also, the presence of *Phragmites* peat inside the lake basin should be revised, because its formation has not been evidenced satisfactorily in such places. It was documented only in big river valleys (Jasnowski 1962).

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 glacjału 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

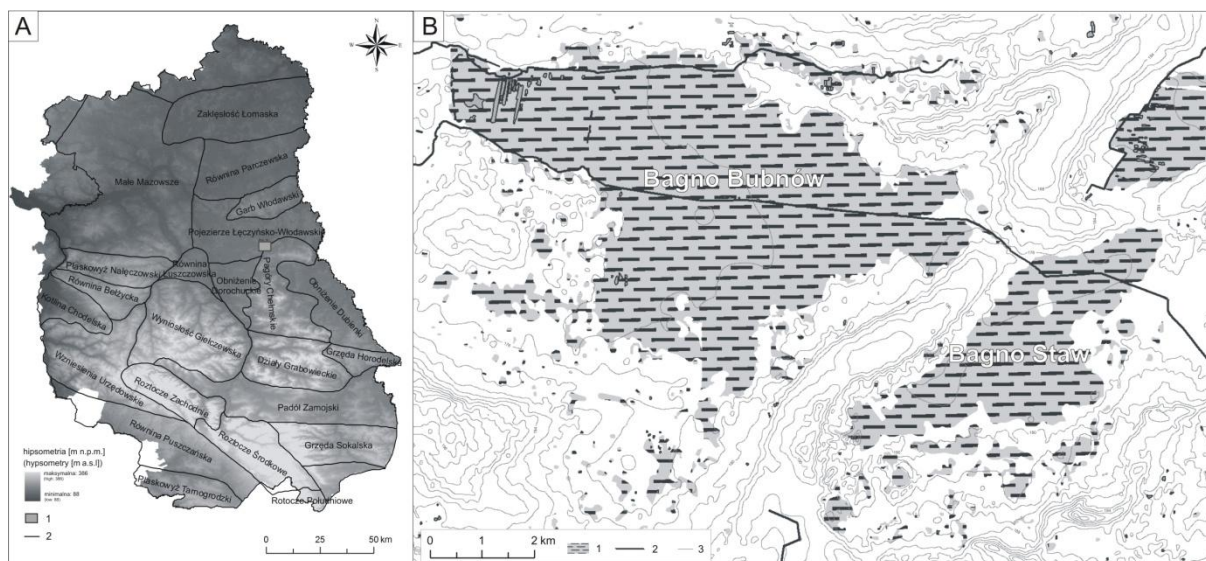
Torfowisko Bagno Staw znajduje się we wschodniej Polsce na pograniczu jednostek mezoregionalnych: Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, zaliczanego do pasa niżu wschodnioeuropejskiego i Pagórów Chełmskich, włączanych do wyżyn południowopolskich (Chałubińska, Wilgat 1954) (rys. 1A). Zajmuje rozległe kotlinowate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

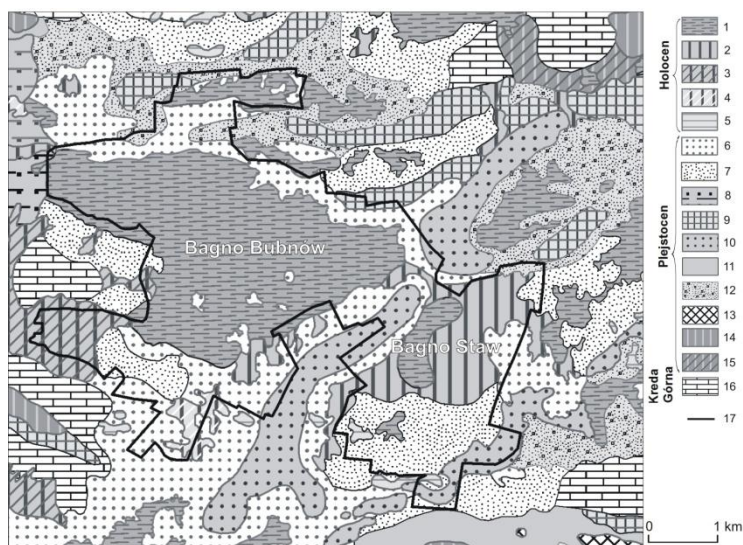


Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

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-peryglacialne, 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 pizsąca, 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

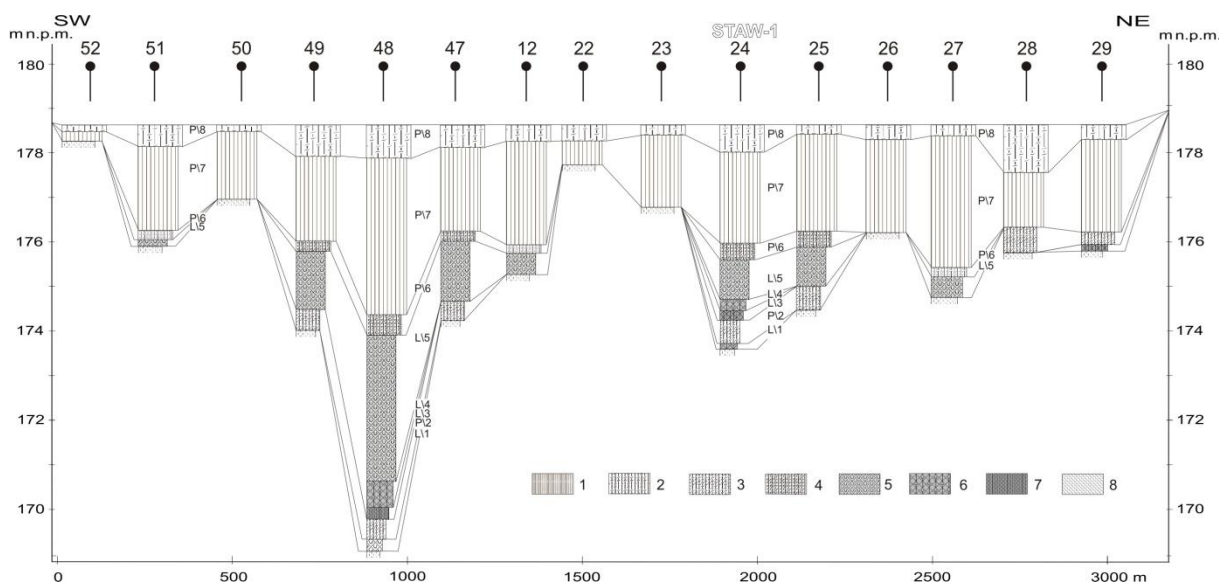
Rozpoznanie geologiczne

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 (P₂) 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 P₂ wykształcone są w postaci średnio lub słabo rozłożonych torfów turzycowo-mszystych o miąższości od 20 do 50 cm. Granica między L₁ a P₂ ma zazwyczaj charakter ostry, podobnie jak stropowa część jednostki P₂, którą przykrywają osady limniczne wykształcone w postaci gytii wapienno-detrytusowej (L₃). Miąższość tej serii jest zróżnicowana i wynosi od 15 do 75 cm. Jednostka L₃ przechodzi gradacyjnie w warstwę gytii detrytusowej (L₄). Bardzo często zawiera znaczącą ilość nierozłożonych, bądź słabo rozłożonych fragmentów roślin. Maksymalna miąższość tego poziomu nie przekracza 30 cm. Jednostka L₄ ogranicza się wyłącznie do kilku największych zagłębień, których głębokość przekracza 4 m i przechodzi łagodnie w jednostkę L₅, wykształconą w postaci gytii wapiennej. Miąższość tej warstwy jest bardzo zróżnicowana i waha się od 20 cm do ponad 3 m. Jednostka L₅ w większości przypadków kończy się gwałtownym przejściem w torfy mszysto-trzcinowo-turzycowy (P₆). 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 P₆ przechodzi stopniowo w torfy turzycowe (P₇), 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 (P₈), 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

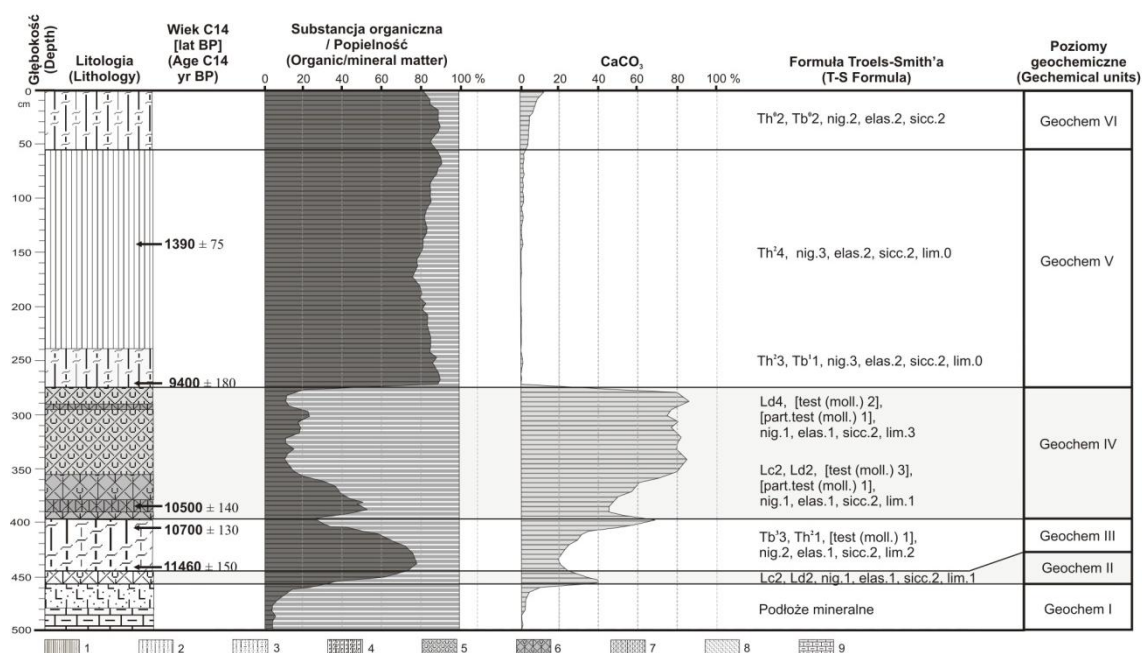
substancji organicznej jest minimalna i nie przekracza 6%. Zawartość CaCO₃ wzrasta od 1% w spągu do ponad 10% w części stropowej.

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 CaCO₃ 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 CaCO₃ – 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 CaCO₃, 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 śpiazyczny, 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

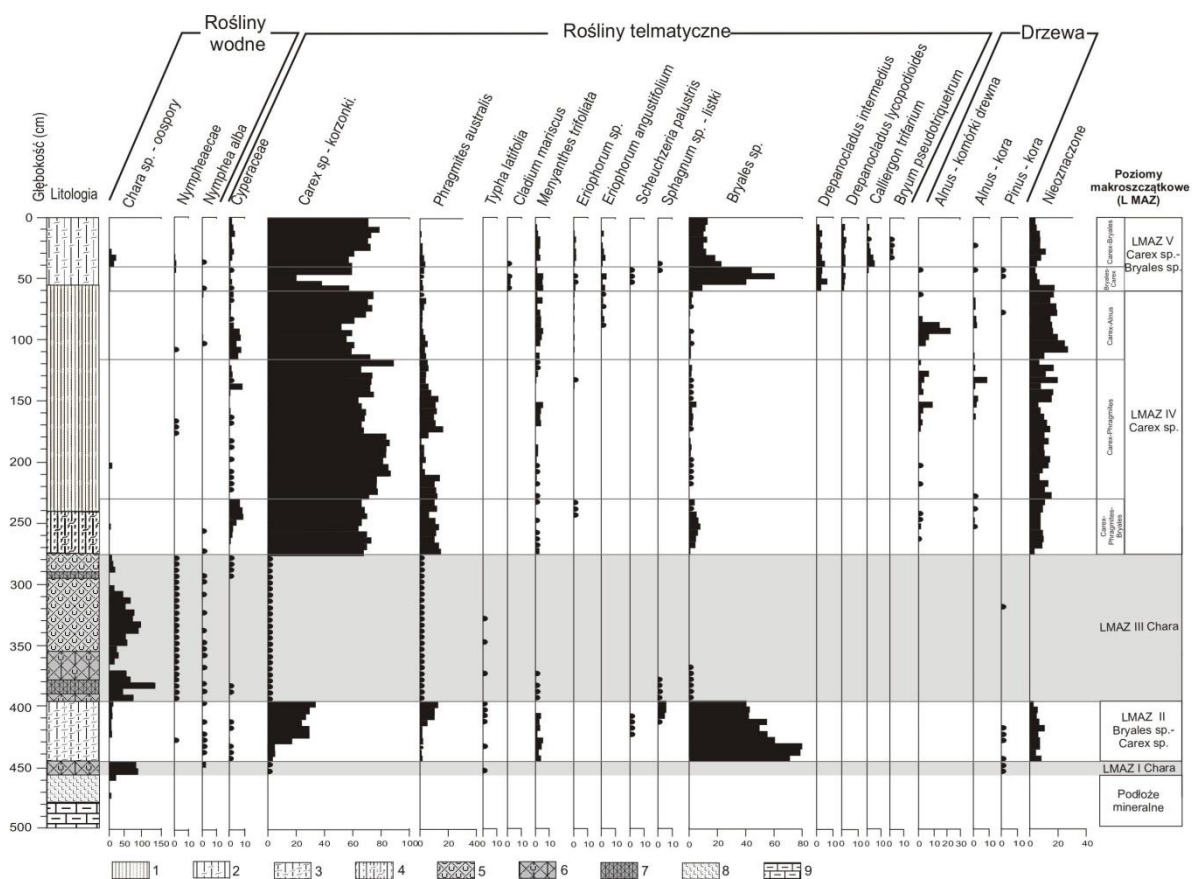
Na podstawie analizy szczątków roślin wyróżniono 5 poziomów (*Local Macrofossil Assemblage Zones* – LMAZ), odpowiadających głównym fazom rozwoju torfowiska Bagno Staw (rys. 6).

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 gyttja,
6 – calcareous-detritus gyttja, 7 – detritus gyttja, 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 grzybieniotych (*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 ¹⁴ C [lat BP] Age ¹⁴ 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).

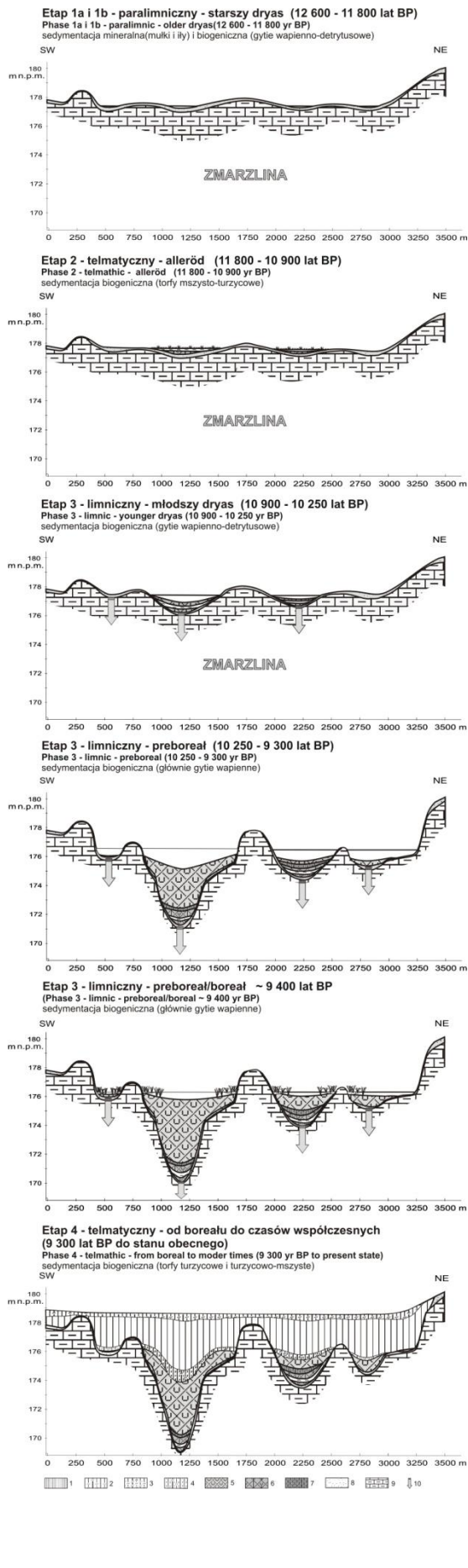
Etap 1 – paralimniczny

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 kalcyfilnych. Wyniki radiowęglowe wskazują, że moment ten przypada na alleröd, ostatnie ciepłe wahnięcie klimatyczne późnego glacjału. Krajobraz miał wówczas charakter jezioro-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\2, 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 (gytla detrytusowa L4) na głębokowodną (gytla wapienna L5), etap ten zapisany jest również w krzywej zawartości CaCO₃ (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 turzcycowy, 2 – torf turzcycowo-mszysty, 3 – torf mszysto-turzcycowy, 4 – torf mszysto-trzciniowo-turzcycowy, 5 – gytia wapienna, 6 – gytia wapienno-detrytusowa, 7 – gytia detrytusowa, 8 – ił spiaszczony, 9 – iłasta 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 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 hydrogenicznego 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 zasilaniu 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 CaCO₃. 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 ¹⁴C 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 14C measurements in freshly prepared benzene samples with simultaneous 214Bi/214Po pairs counting for routine 222Rn 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 litofacials, vegetations and physicochemical properties reflects the variability of the environmental conditions in the last 10,5 thousand years.

PRÓBA REKONSTRUKCJI ROZWOJU ZBIORNIKA AKUMULACJI BIOGENICZNEJ W BYDLINIE (WYŻYNA ŚLĄSKO-KRAKOWSKA)

The tentative reconstruction of evolution of the biogenic accumulation reservoir in Bydlin (Silesian-Cracovian Upland)

DANIEL OKUPNY*, MAŁGORZATA NITA**, MAREK KLOSS***,
WITOLD PAWEŁ ALEXANDROWICZ****, ANNA FORTUNIAK*****, SŁAWOMIR ŻUREK*****

Zarys treści. Osady torfowiska we wsi Bydlin na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej poddano analizie geochemicznej, paleobotanicznej oraz malakologicznej. Torfowisko znajduje się, w obrębie rozległej depresji morfologicznej na obszarze krasu węglanowego. Sekwencja osadów została udokumentowana na podstawie wierceń o maksymalnej głębokości 4,20 m. W złożu torfowiska osady są bardzo zróżnicowane, występują zarówno torfy mszyste, turzycowo-mszyste i turzycowiskowe, jak i osady powstające w jeziorach, głównie w postaci gytii wapiennej, gytii ilasto-wapiennej oraz kredy jeziornej. Typ osadu świadczy o limnicznej przeszłości zagłębień w zachodniej i południowej części torfowiska. Na podstawie zawartości głównych składników litogeochemicznych budujących osady jeziorne i torfowe, składu i struktury malakofauny, przebiegu krzywych pyłkowych oraz składu botanicznego osadów torfowych dokonano charakterystyki cech paleośrodowiska, zrekonstruowano etapy rozwoju torfowiska oraz określono pozycję stratygraficzną osadów.

Słowa kluczowe: utwory biogeniczne, geochemia, analizy paleobotaniczne, analiza malakologiczna, Wyżyna Śląsko-Krakowska

Abstract. The peat bog near the village of Bydlin in the Silesian-Cracovian Upland was subjected to geochemical, palaeobotanical and malacological analyses. The mire is located in a subsidence basin in a carbonate karst area. The sequences of biogenic deposits was identified based on materials obtained from drillings (maximum depth of 4,20 m). The sedimentary sequence in the studied peatbog is highly differentiated, there are: brown moss peat, sedge-moss peat, tall-sedge peat and lake deposits, which occur mainly in calcareous gyttja, clay-calcareous gyttja and lacustrine chalk. The presence of limnic deposits indicate lake phase in the sedimentary basins in the western and southern part of the mire. Based on the content of the main lithogeochemical components of the sediments, the composition and structure of faunistic assemblages, variability of the pollen curves and botanical composition of the peat deposits, it was possible to characterize the features of natural palaeoenvironment, peat bog evolution, and to determine the stratigraphic position of biogenic sediments.

Key words: biogenic sediments, geochemistry, palaeobotanical analyses, malacological analysis, Silesian-Cracovian Upland

Wstęp

Dotychczas przeprowadzone badania nad osadami biogenicznymi torfowisk między Krakowem a Częstochową dostarczyły szczegóło-

wych informacji o przemianach postglacjalnych zbiorowisk roślinnych oraz holocenńskiej historii lasów tego fragmentu pasa wyżyn (Trela 1927; Latałowa 1976; Obidowicz 1976; Latałowa, Nalepka 1987; Szczepanek, Stachowicz-Rybka 2004; Żurek i in. 2011). Specjalistyczne badania

* Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl

** Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geologii Podstawowej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: malgorzata.nita@us.edu.pl

*** Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Wydział Biologii i Nauk o Środowisku, Zakład Biologii Roślin, ul Wóycickiego 1/3, 01-938 Warszawa; e-mail: m.kloss@uksw.edu.pl

**** Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, Al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: wpalex@geol.agh.edu.pl

***** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: afort@geo.uni.lodz.pl

***** Emerytowany Profesor Instytutu Geografii Uniwersytetu im. J. Kochanowskiego w Kielcach, ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa; e-mail: jacekteofil@o2.pl

paleobotaniczne i torfoznawcze podjęto zaledwie dla kilku zbiorników akumulacji biogenicznej, wśród których należy wymienić Krzywopłoty, Jaworzno czy Wolbrom. Taka sytuacja wynika z faktu, że obszary wyżynne Polski, w których nad rzeźbą polodowcową czy rzeczną wyraźnie dominuje starsza rzeźba przedczwartorzędowa, nie obfitują w większą liczbę obszarów podmokłych (Pietrucień 1988). O ile na Niżu Polskim zatorfienie waha się w granicach od 1 do 45%, tutaj spada poniżej 1% (Żurek 1987; Lipka 2000). Przeważają torfowiska małe, płytkie i silnie zamulone, rozwijające się w dolinnych strefach przyboczowych lub w obszarach wododziałowych (Żurek 2000). Liczba torfowisk na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej jest najmniejsza w całym pasie wyżyn Polski i dwukrotnie niższa niż średnia wartość dla tej strefy morfogenetycznej, nie przekracza bowiem jednego złoża na 100 km² (rys. 1A). Nieco większe zatorfienie występuje w kotlinach, np. Niece Włoszczowskiej (Piwocki 1971; Żurek 1981), źródłowym odcinku doliny Pilicy (Okupny i in. 2014) oraz niektórych dolinach Wyżyny Lubelskiej z torfowiskami częściowo pogrzebanymi namułami (Borowiec 1990). Niewielka liczba torfowisk powoduje, że stan rozpoznania dziejów środowiska przyrodniczego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej jest wciąż niedostateczny. Rozpoznanie zbiornika w Bydlinie wykazało istnienie stosunkowo miększych złóż osadów biogenicznych, stwarzając okazję do przeprowadzenia pogłębionych analiz przemian środowiska naturalnego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Dodatkowo ekosystem w Bydlinie stanowi jedno z największych i najcenniejszych torfowisk na terenie Parku Krajozbrazowego Orlich Gniazd.

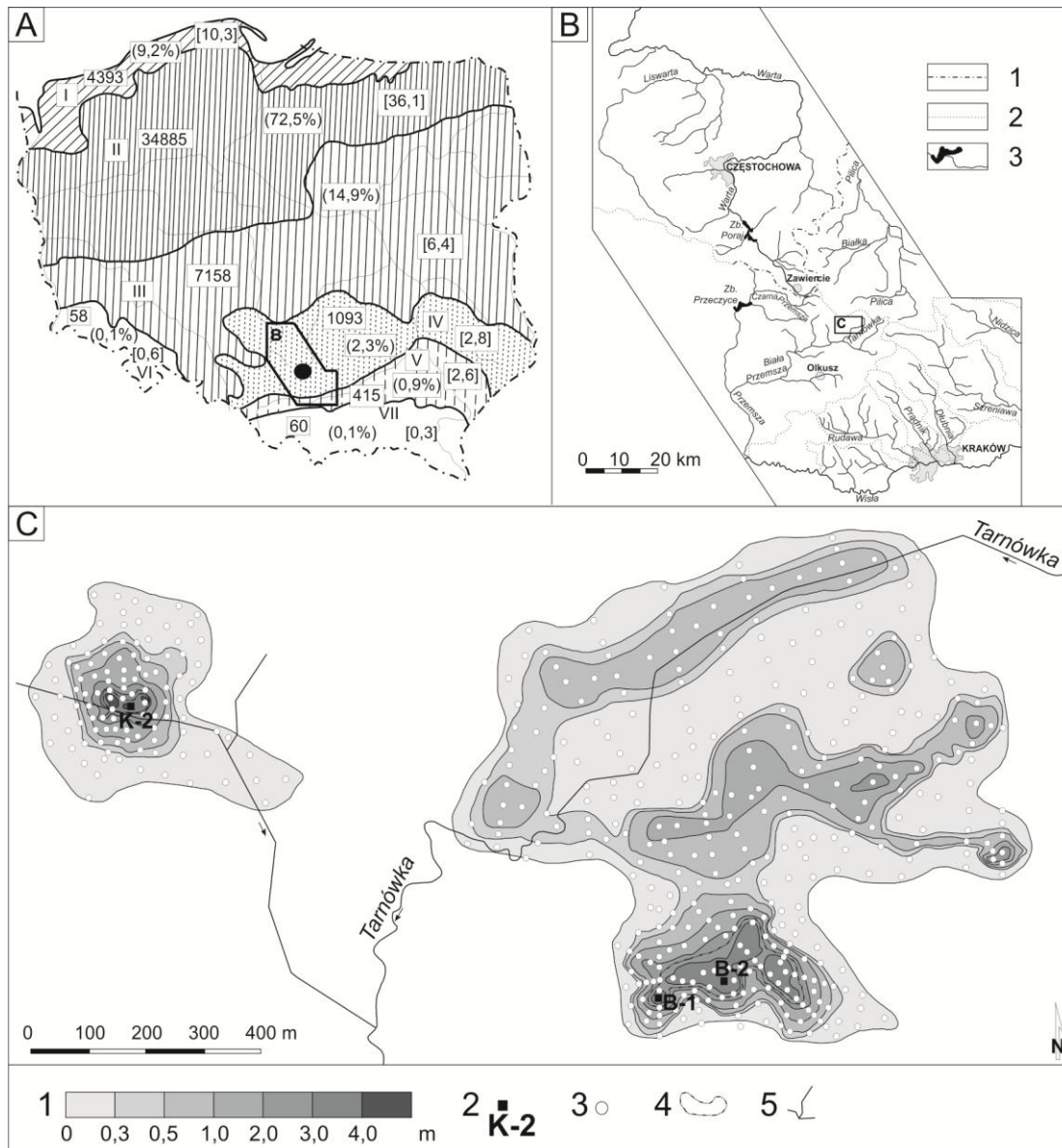
Głównym celem prezentowanych badań jest wstępna rekonstrukcja najważniejszych etapów przemian środowiska przyrodniczego, zarejestrowanych w osadach jeziornych i torfowych zbiornika Bydlin, położnego w środkowym odcinku doliny Tarnówki. Ponadto w pracy rozpoznano warunki geomorfologiczne i geologiczne, w celu ustalenia genezy obniżenia, w których występuje torfowisko oraz określono strukturę i litologię budujących złoża osadów biogenicznych. Dla określenia udziału głównych procesów sedymentacyjnych (sedymentacja terygeniczna, biogeniczna i chemogeniczna) odpowiedzialnych za wytworzenie się pokrywy osadowej, w różnych miejscach badanego ekosystemu, oznaczono zawartość podstawowych składników litogeochemicznych utworów jeziornych i torfowych. Na podstawie składu i struktury zespołów mięczaków

scharakteryzowano warunki klimatyczne i zróżnicowanie siedlisk w początkowej, jeziornej fazie istnienia zbiornika akumulacji biogenicznej. W trakcie realizacji są szczegółowe badania geochemiczne, które – w powiązaniu z planowaną analizą oznaczenia wieku metodą radiowęglową – pozwolą na rekonstrukcję regionalnych i lokalnych czynników odpowiedzialnych za depozycję biogeniczną.

Obszar badań

Rozpoznaniem geologicznym objęto osady torfowiska niskiego, położonego w środkowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, 13 km na północ od Olkusza (rys. 1B). Według podziału geomorfologicznego Gilewskiej (1972) stanowisko znajduje się w zachodniej części obniżenia zwanego Bramą Wolbromską, które łączy Wyżynę Śląską z Wyżyną Miechowską. Pod względem tektonicznym jest to fragment strefy uskoku Kraków-Lubliniec, będącej granicą pomiędzy Blokiem Małopolskim i Górnośląskim (Żaba 1999). Ważną rolę w budowie geologicznej obszaru badań odgrywają wapienie jury górnej, które na odcinku pomiędzy Krakowem a Wieluniem występują w podłożu pod niezbyt grubą pokrywą osadów czwartorzędowych, a miejscami odsłaniają się w postaci malowniczych form skalnych (Różycki 1960; Gradziński i in. 2008). Wapienie w nieczynnym kamieniołomie we wsi Bydlin cechuje litologiczna dwudzielność, sugerując gwałtowną depozycję materiału transportowanego grawitacyjnie w górnej jurze (Vierek 1997).

Złoże torfu znajduje się w dolinie Tarnówki – niewielkiego, prawostronnego dopływu Białej Przemszy, w obrębie rozległej depresji morfologicznej nazwanej przez Pulinę (2001) paleopoljem krasowym (φ – 50°23'41"–50°23'14"N; λ – 19°37'54"–19°39'24"E). Budowa geologiczna obszaru badań, szczególnie przepuszczalność utworów budujących podłoże, wpływa na duże zróżnicowanie gęstości sieci rzecznej i występowanie licznych źródeł (Kleczkowski 1972; Baścik, Pociask-Karteczka 2002). Obserwuje się znaczną przewagę terenów o gęstości sieci rzecznej poniżej 1 km/km², zaś w okolicach Olkusza zaznacza się brak wód płynących. Pośród mokradel torfotwórczych dominują torfowiska niskie, związane z dolinami rzek Warty i Pilicy, wykształcone m.in. wokół krasowych źródeł wywierzykowych (np. okolice Zawiercia) oraz w zagłębieniach krasu reprodukowanego (Nowak 1993; Dembek i in. 2000).



Rys. 1. Torfowisko Bydlin

A. Położenie torfowiska na tle mapy liczebności torfowisk w podstawowych typach rzeźby Polski (wg Żurek 1987)
 I – pobrzeża młodoglacjalne; II – pojezierza młodoglacjalne; III – niziny staroglacjalne; IV – wyżyny; V – kotliny podkarpackie; VI – Sudety; VII – Karpaty; 4393 – liczba torfowisk; (9,2%) – procent ogólnej liczby torfowisk; [10,3] – liczba torfowisk na 100 km²

B. Położenie stanowiska badawczego na tle sieci rzecznej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej
 1 – dział wodny I-ego rzędu; 2 – dział wodny II-ego rzędu; 3 – rzeki i zbiorniki wodne

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – izoliny miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzeni; 3 – sondy; 4 – zasięg występowania osadów jeziornych; 5 – cieki

Bydlin peatland

A. Location of site and the number of mires in various landscapes in Poland (acc. to Żurek 1987)
 I – young glacial seashores; 2 – young glacial lake district; III – old glacial plains; IV – uplands; V – Carpathian basins; VI – Sudetes; VII – Carpathians; 4393 – number of mires; (9,2%) – percentage of general number of mires; [10,3] – number of mires per 100 km²

B. Location of the site in the river network in the Silesian-Cracovian Upland
 1 – watershed of the 1st order; 2 – watershed of the 2nd order; 3 – rivers and water reservoirs

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the cores; 3 – boreholes; 4 – extent of lake sediments; 5 – streams

Material i metody badawcze

W wyniku kartowania torfowiska w Bydlinie, obejmującego 456 sondowań geologicznych wykonanych przy pomocy laski holenderskiej (rys. 1C), określono przestrzenny zasięg utworów jeziornych i torfowych oraz zlokalizowano miejsca do poboru, przy pomocy próbnika Instorf (świdra torfowego), 3 rdzeni osadów biogenicznych o nienaruszonej strukturze. Dokumentację powierzchniowej budowy geologicznej otoczenia torfowiska wykonano dzięki zastosowaniu sondy Edelmana oraz analizy odsłonięcia w Bydlinie. W artykule przedstawione zostały wyniki badań dla trzech profili, oznaczonych symbolami: K-2 (pobrany w pobliżu wsi Krzywopłoty, zachodni basen sedymentacyjny) oraz B-1 i B-2 (pobrane w pobliżu wsi Bydlin, wschodni basen sedymentacyjny) (rys. 1C).

Prace laboratoryjne dla wszystkich trzech rdzeni obejmowały opis osadów biogenicznych metodą Troels-Smitha (T-S) – najbardziej znaną i najczęściej stosowaną metodą niegenetycznego oznaczania i klasyfikowania osadów jeziornych i torfowych (Wasylikowa 1973; Tobolski 1995). Dla 582 próbek z wszystkich trzech profili oznaczono podstawowe składniki litogeochemiczne zgodnie z procedurami Tobolskiego (2000) oraz Myślińskiej (2001), tj.: materię organiczną (MO) – metodą strat prażenia w piecu muflowym w temperaturze 550°C przez 4 godziny; węglan wapnia (CaCO_3) – metodą objętościową przy pomocy aparatu Scheiblera; krzemionkę terygeniczną ($\text{SiO}_{2\text{ter}}$) i biogeniczną – opal ($\text{SiO}_{2\text{biog}}$) – rozpuszczając próbki popiołu w HCl i KOH. W świeżych próbkach oznaczono stopień rozkładu torfu (H) według skali von Posta (Aaby 1986; Drzymulska 2016) oraz odczyn osadu metodą potencjometryczną. Ponadto w profilu B-2 pobrano 34 próbki osadu i określono ich skład botaniczny według klasyfikacji Tołpy i in. (1967). Próbki osadów jeziornych przeszlamowano, a po wysuszeniu wybrano muszle mięczaków, co umożliwiło oznaczenie do rangi gatunku. Analiza malakologiczna dla tego profilu została przeprowadzona dla 15 próbek na podstawie standardowych metod opisanych przez Łożka (1964) oraz S.W. Alexandrowicza i W.P. Alexandrowicza (2011).

Chronologię zapisanych zmian środowiskowych ustalono metodą palinologiczną oraz poprzez korelację zapisu sukcesji roślinności z profilami pyłkowymi z zachodniej części badanego torfowiska (profil K-2) i pobliskiego tor-

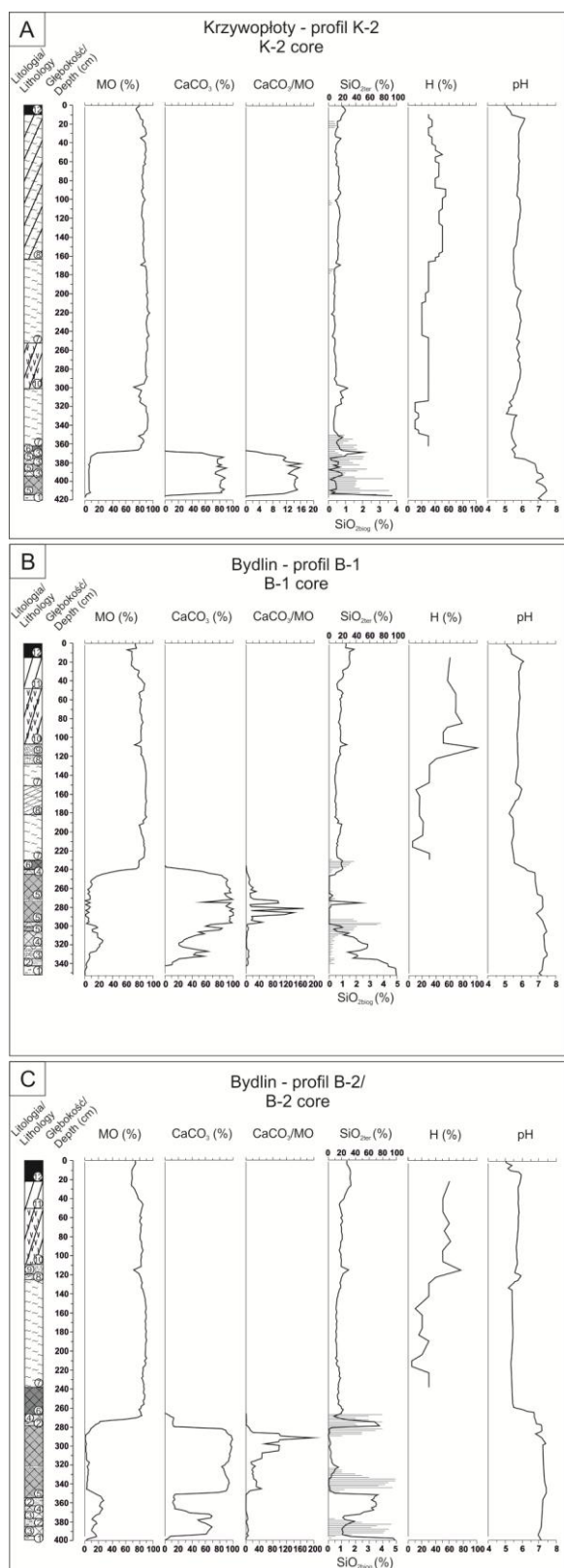
fowiska w Wolbromiu (Latałowa 1976; Latałowa, Nalepka 1987; Żurek i in. 2011). Ze względu na znaczny stopień zamulenia osadów w profilu B-2 materiał pyłkowy cechował się niską frekwencją i złym stanem zachowania, dlatego analizę palinologiczną przeprowadzono dla sąsiedniego profilu, oznaczonego symbolem B-1. Próbki osadu do badań metodą analizy pyłkowej zostały przygotowane z zastosowaniem HCl, KOH, ZnCl_2 i acetolizy Erdtmanna (Faegri, Iversen 1978). Diagram pyłkowy został wykreślony przy pomocy programu komputerowego POLPAL (Walanus, Nalepka 1999).

Wyniki badań

Warunki geologiczne i geomorfologiczne

Torfowisko Bydlin zajmuje rozległe obniżenie w środkowym odcinku doliny Tarnówki (rys. 1C). Zbocza zatorfionego fragmentu doliny wykazują asymetrię. Północne są dłuższe, w ich obrębie występuje więcej form denudacyjnych, zaś południowe – krótsze i niższe, z niewielkimi dolinkami denudacyjnymi. Wyjątkiem jest, położone na południe od mokradła, izolowane wapienne wzgórze Święty Krzyż o wysokości bezwzględnej dochodzącej do 372,5 m n.p.m. i nachyleniu stoków przekraczającym nieco ponad 20 stopni. Południową część zlewni torfowiska stanowi falista wierzchowina z nielicznymi skałkami ostańcowymi, zbudowana ze skał wapiennych przykrytych niezbyt miąższą (do 0,2 m) warstwą rumoszu wapiennego oraz piaskami i żwirami wodnolodowcowymi z wkładkami okruchów skał wapiennych. Na północ od omawianego odcinka doliny znajduje się wschodnia część Pasma Niegowonicko-Smoleńskiego (wysokości bezwzględne dochodzą do niemal 500 m n.p.m.), zbudowanego z wapieni jurajskich, denudowanych przez trzeciorzędowe procesy krasowe. Południowo-wschodnie stoki kulminacji morfologicznych, w okolicy wsi Załęże, pokryte są lessem.

Torfowisko w Bydlinie składa się z dwóch zbiorników akumulacji biogenicznej, rozdzielonych wyniesieniem piaszczystego podłoża między doliną Tarnówki a jej prawostronnym dopływem (rys. 1C). Złoże wschodnie zajmuje 45,2 ha. Złoże zachodnie jest ponad sześć razy mniejsze i obejmuje obszar 7,34 ha. Leżąca na wysokości 346,5–350 m n.p.m. powierzchnia torfowiska jest przekształcona w wyniku eksploatacji torfu oraz melioracji.



Rys. 2. Torfowisko Bydlin. Litologia oraz wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu K-2 (A), B-1 (B) oraz B-2 (C)

litologia: 1 – podłoże mineralne, 2 – mułek jeziorny, 3 – gytia wapienna, 4 – gytia ilasto-wapienna, 5 – kreda jeziorna, 6 – gytia grubodetrytuowa, 7 – torf mszysty, 8 – torf turzy-

cowo-mszysty, 9 – warstwa pożarowa, 10 – torf turzycowiskowy z drewnem, 11 – torf turzycowiskowy, 12 – mursz;
MO – materia organiczna; CaCO_3 – węgiel wapnia;
 CaCO_3/MO – wskaźnik węglanowości; $\text{SiO}_{2\text{ter}}$ – krzemionka terygeniczna; $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ – krzemionka biogeniczna; H – stopień rozkładu torfu; pH – odczyn

Bydlin peatland. Lithology and results of analyses the basic physical and chemical properties of deposits for the profile K-2 (A), B-1 (B) and B-2 (C)

lithology: 1 – mineral bedrock, 2 – mineral-organic, limnic silt, 3 – calcareous gyttja, 4 – clay-calcareous gyttja, 5 – lacustrine chalk, 6 – coarse detrital gyttja, 7 – brown moss peat, 8 – sedge-moss peat, 9 – charcoal layer, 10 – tall-sedge peat with inserts of wood, 11 – tall-sedge peat, 12 – muck; MO – organic matter; CaCO_3 – calcium carbonate; CaCO_3/MO – carbonate index; $\text{SiO}_{2\text{ter}}$ – terrigenous silica; $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ – biogenic silica; H – degree of peat decomposition; pH – reaction

Osady biogeniczne udokumentowane w obu częściach torfowiska Bydlin różnią się miąższością. We wschodniej wynosi ona średnio około 1,1 m, zaś w zachodniej – nieco ponad 1,5 m. W centralnej części płata zachodniego miąższość osadów biogenicznych jest znacznie większa, często przekracza 2 m, a maksymalnie osiąga 4,12 m (rys. 1C). We wschodniej części pokład torfu cechuje się mniejszą miąższością, nieprzekraczającą 2,5 m. Maksymalna miąższość torfu w okolicach wsi Krzywopłoty jest o 1 m większa i cechuje się niskim stopniem rozkładu. W przeglądzeniach obu części torfowiska występują osady jeziorne. W profilach B-1 i B-2 ich miąższość dochodzi do 1,4 m, podczas gdy w profilu K-2 jest dwukrotnie niższa. Bezpośrednie podłoże dla osadów torfowych stanowią bezwęglanowe piaski z domieszką żwirów, zawierające około 0,8% materii organicznej. Jedynie pod osadami gytii wapiennej i kredy jeziornej zalega cienka warstwa (do 0,04 m) mułków z domieszką węgla wapnia (rzędu 8–10%).

Analiza litogeochemiczna

W badanych profilach osadów, zgodnie z zaproponowanym przez Markowskiego (1980) kryterium podziału utworów jeziornych, można wyróżnić trzy rodzaje gytii oraz kredę jeziorną. W spągowej części profilu K-2 dominują osady kredy jeziornej, w której udział węgla wapnia przekracza 80%, osiągając maksymalną wartość 92% (rys. 2A). W stropie serii osadów jeziornych występują wkładki gytii wapiennej, a na głębokości 3,68–3,64 m udokumentowano gytie grubodetrytusową. W przypadku profili osadów pobranych we wschodniej części torfowiska

bezpośrednio na mułkach zalega gytia wapienna oraz gytia wapienna z wkładkami piasku drobnoziarnistego (rys. 2B, C). Utwory te przykrywa gytia ilasto-wapienna o miąższości (około 0,1 m) i udziale węgla wapnia nieprzekraczającym 43%. Powyżej zalega warstwa kredy jeziornej, w której zawartość węgla wapnia dochodzi nawet do 100%. Jest to osad drobno-gruźkowato-ziarnisty, o barwie białej i szarej. W środkowej i stropowej części jej złoża koncentruje się największa ilość skorupki mięczaków. W stropowej części osadów jeziornych zalega cienka (maksymalnie 0,17 m) warstwa gytii grubodetrytusowej, w której głównym składnikiem litogeochemicznym jest materia organiczna (średnio 77%), przy niewielkiej domieszce krzemionki biogenicznej (do 2%) oraz niemal całkowitym braku węgla wapnia (maksymalnie do 0,5%).

Stopień rozkładu osadów torfowych zalegających bezpośrednio na osadach jeziornych w obu częściach złoża wykazuje niewielką zmienność, wahając się w granicach od 10 do 35%. W profilu K-2 bezpośrednio na osadach jeziornych zalega warstwa torfu mszystego o miąższości nieco ponad 0,60 m. Udział materii organicznej waha się w granicach od 78,2 do 92,2% przy niemal całkowitej dominacji krzemionki terygenicznej w popiele. Jedynie w spągu opisywanej warstwy (tj. na głębokości od 3,65 do 3,5 m) występuje krzemionka biogeniczna, przy czym jej maksymalny udział nie przekracza 2% (rys. 2A). Torf mszysty w profilach B-1 i B-2 cechuje niewielkie zróżnicowanie udziału materii organicznej (od 83,3 do 91,2%), przy stosunkowo dużej zmienności stopnia rozkładu (H od 5 do 35%). Sedentacja średnio rozłożonego torfu turzycowo-mszystego z licznymi szczątkami drewna (maksymalna wartość H wynosi 45%) zachodziła w warunkach wzmożonej dostawy materii mineralnej, której średni udział zarówno w złożu zachodniej, jak i wschodniej części torfowiska dochodzi do 13%. Towarzyszy temu wzrost odczynu osadu (pH z 5,2 do 6,0). Zalegający powyżej torf turzycowiskowy charakteryzuje się wyraźnym wzrostem stopnia rozkładu torfu (H często przekracza 50%) przy jednoczesnym spadku zawartości materii organicznej (z 87 do 73%). Miąższość torfu turzycowego waha się od 0,5 do 0,8 m, a jedynym składnikiem materii mineralnej jest krzemionka terygeniczna, której udział wzrasta w próbkach z licznymi fragmentami drewna. Stropowa warstwa osadów (od 0,2 m do powierzchni) jest silnie przesuszona i zmurszała,

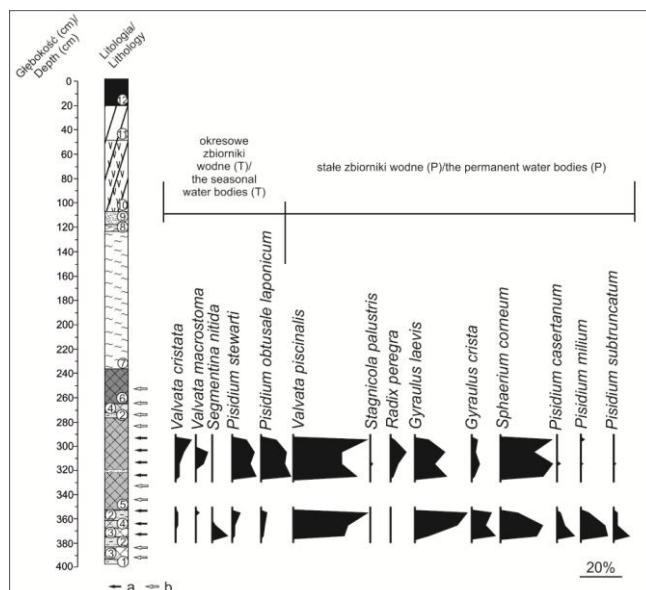
cechuje się amorficzno-gruźkowatą strukturą oraz znacznym udziałem materii mineralnej (15–31%) (rys. 2).

Analiza malakologiczna

Malakofauna obecna w 7 spośród 15 pobranych próbek osadów jeziornych profilu B-2 występowała na dwóch głębokościach – 3,8–3,5 m oraz 3,3–2,9 m (rys. 3). Łącznie stwierdzono występowanie 14 gatunków mięczaków (8 gatunków ślimaków i 6 gatunków małży) reprezentowanych przez prawie 1400 okazów. Liczba taksonów w poszczególnych próbkach wahała się od 8 do 13, a okazów od 127 do 333. W analizowanym materiale obecne były wyłącznie mięczaki wodne należące do dwóch grup ekologicznych. Gatunki typowe dla okresowych zbiorników wodnych to 5 taksonów, wśród których najistotniejszą rolę odgrywają dwa gatunki małży: *Pisidium stewarti* i *Pisidium obtusale laponicum*. Organizmy te są charakterystyczne dla niewielkich, płytkich zbiorników i dobrze znoszą nawet długie okresy wysychania. Udział form typowych dla okresowych zbiorników wodnych zmienia się w profilu pionowym w niewielkim zakresie. W wyższym interwale (3,3–2,9 m) dochodzi do 30%, podczas gdy w niższym (3,8–3,5 m) nie przekracza 10%. Mięczaki typowe dla stałych zbiorników wodnych są istotniejszym składnikiem zespołu, a ich udział nigdy nie spada poniżej 70%. Spośród 9 zaliczanych do tej grupy taksonów 3 (*Valvata piscinalis*, *Gyraulus laevis* i *Sphaerium corneum*) są reprezentowane przez liczne osobniki.

Analiza palinologiczna

Wstępne wyniki analizy palinologicznej dla profilu B-1 wskazują, że sedymentacja osadów jeziornych we wschodniej części stanowiska zachodziła w warunkach krajobrazu leśnego typowego dla starszej części okresu preborealnego (rys. 4). Początkowo były to lasy sosnowo-brzozowe (B-I *Pinus-Betula*), a później sosnowe (B-II *Pinus*). Wartości pyłku *Pinus cembra* (4%) wskazują prawdopodobnie na nieznaczną obecność limby, której w zbiorowiskach leśnych mógł towarzyszyć modrzew (*Larix*). W rejonie stanowiska rosła też wierzba (*Salix*) i sporadycznie topola (*Populus tremula* typ). Udział pyłku *Salix* w najstarszej części poziomu B-I *Pinus-Betula* osiąga 10%. Mimo ocieplającego się klimatu występowała jeszcze *Betula nana*.

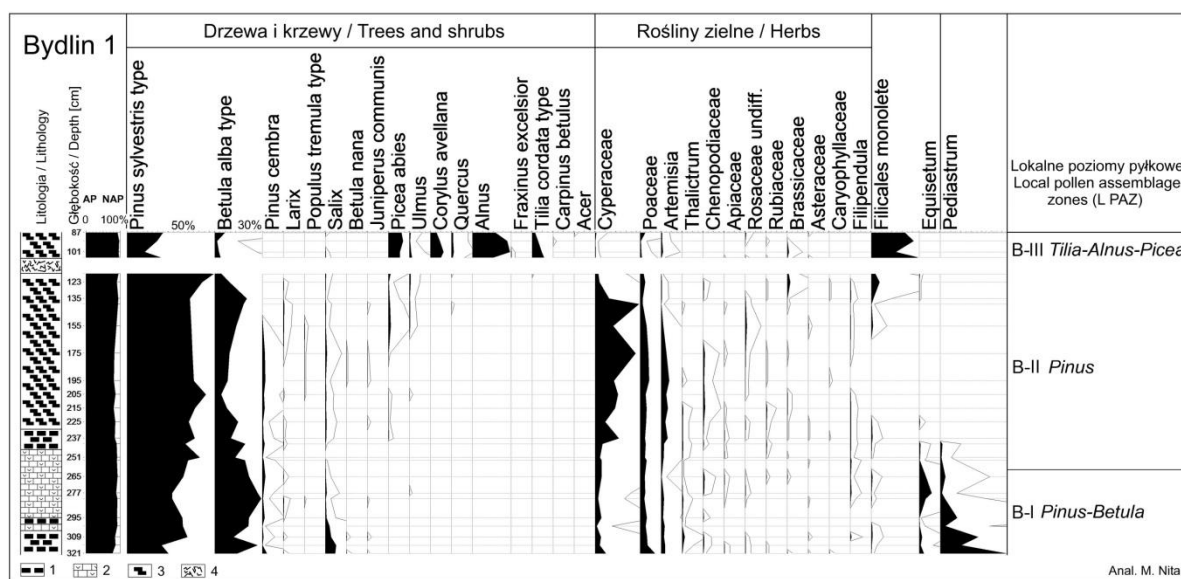


Rys. 3. Torfowisko Bydlin. Malakofauna osadów jeziornych w profilu B-2

litologia: patrz rys. 2; a – próbki z malakofauną, 2 – próbki bez malakofauny

Bydlin peatland. Malacofauna of the lake sediments from B-2 core

lithology: see Fig. 2; a – samples with malacofauna, 2 – samples without malacofauna



Rys. 4. Torfowisko Bydlin. Uproszczony diagram pyłkowy dla profilu B-1

litologia: 1 – gytja, 2 – kreda jeziorna, 3 – torf, 4 – warstwa pożarowa

Bydlin peatland. Simplified pollen diagram from B-1 core

lithology: 1 – gyttja, 2 – lacustrine chalk, 3 – peat, 4 – charcoal layer

Powyżej poziomu B-II *Pinus* występują osady pyłkowo-płonne o miąższości około 0,10 m, z bardzo licznymi węgielkami. Spektra pyłkowe osadów zalegających nad warstwą pożarową (poziom B-III *Tilia-Alnus-Picea*, głębokość 1,05–0,87 m) są zupełnie inne niż te w dolnej części profilu. Wysoki udział *Alnus* (maks. 36%) wskazuje na występowanie, na glebach podmokłych w bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska zbiorowisk olszowych zbliżonych praw-

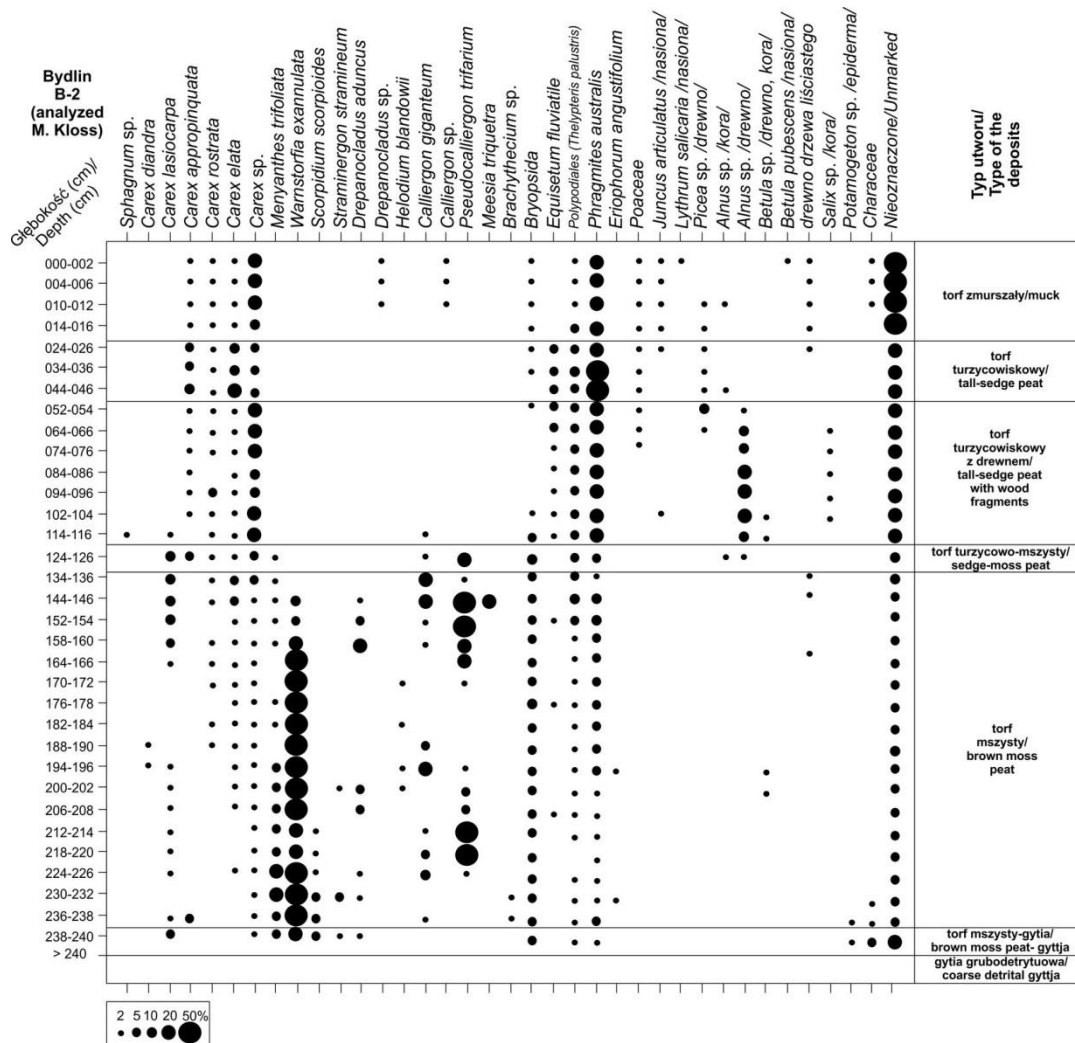
kość 1,05–0,87 m) są zupełnie inne niż te w dolnej części profilu. Wysoki udział *Alnus* (maks. 36%) wskazuje na występowanie, na glebach podmokłych w bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska zbiorowisk olszowych zbliżonych praw-

dopodobnie do współczesnych olsów. Na wyżej położonych, żyznych siedliskach rosły wielogatunkowe lasy liściaste z udziałem *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus excelsior*, *Ulmus*, *Acer* oraz *Corylus avellana*, w typie dzisiejszych grądów. Wartości pyłku *Picea abies* w przedziale 11–14% wskazują na dość liczne występowanie świerka w tym rejonie.

Analiza makroszczątków roślinnych

W profilu B-2 rozpoznano trzy rodzaje torfu niskiego: mszysty, turzycowo-mszysty i turzycowiskowy. Zalegająca bezpośrednio na osadach

jeziornych seria osadów torfowych powstała w wyniku narastania autochtonicznej materii organicznej, w której głównymi składnikami są *Turfa bryophytica* oraz w mniejszym stopniu *Turfa herbacea* i *Substantia humosa*. W warunkach silnego podtopienia rozwinęły się fitocenozy z udziałem *Warnstorfia exannulata*, *Menyanthes trifoliata* oraz *Phragmites australis*. W stropie torfu mszystego rośnie udział szczątków *Pseudocalliergon trifarium*, *Calliergon giganteum*, *Carex lasiocarpa* oraz pojawiają się szczątki drewna drzewa liściastego (rys. 5).



Rys. 5. Torfowisko Bydlin. Skład botaniczny torfów w profilu B-2

Bydlin peatland. Botanical composition of peat from B-2 core

Kolejną warstwę buduje torf turzycowo-mszysty, którego miąższość we wschodniej części torfowiska waha się od 0,05 do 0,2 m. Jego granicę wyznacza zanik szczątków *Drepanocladus aduncus*, *Meesia triquetra*, *Calliergon gi-*

ganteum przy jednoczesnym pojawieniu się szczątków *Carex appropinquata*. W zachodniej części torfowiska osady torfu turzycowo-mszystego występują w stropie profilu K-2, a ich miąższość nieco przekracza 1,5 m. Kolejny wy-

różniony odcinek osadów w profilu B-2 tworzy torf turzycowiskowy, często z licznymi fragmentami drewna. Dominują tu szczątki *Carex* sp. oraz *Phragmites australis*, przy stosunkowo wysokim udziale kory i drewna *Alnus*, *Picea* i *Salix*. W stropie serii wzrasta udział szczątków *Carex appropinquata*, *Carex rostrata* oraz *Carex elata*.

W próbkach z głębokości 0–0,2 m obecne są szczątki *Phragmites australis*, *Carex* sp. przy wyraźnej dominacji szczątków nieoznaczonych. Występują także *Drepanocladus* sp., *Calliargon* sp. oraz nasiona *Juncus articulatus* i *Lythrum salicaria*.

Dyskusja

Zatorfiona misa na odcinku od Załęża do Krzywopłót ma złożoną i poligenetyczną budowę. Odcinek doliny Tarnówki, w obrębie którego znajduje się torfowisko Bydlin, usytuowany jest w strefie rowu tektonicznego Wolbromia (Bednarek i in. 1978). Wpływ czynników tektonicznych na formowanie się zabagnień na terenie Wyżyny Małopolskiej przedstawił m.in. Sołtysik (2000). Jednak występujące w obrębie dna misy przegłębienia sugerują krasową genezę formy. Opisane przez Pulinę (2001) depresje morfologiczne na linii Klucze–Wolbrom cechują niemal całkowicie zamknięte i wąskie doliny przełomowe, piętrowe ułożenie wzdłuż potoku tranzytowego (w tym przypadku Tarnówki) oraz obecność licznych źródeł krasowych i stref ucieczki wód. Przegłębienia w obrębie środkowego odcinka doliny Tarnówki zaczęły funkcjonować jako zbiorniki akumulacji jeziornej w późnym glacie, a następnie uległy zatorfieniu wraz z całą powierzchnią dna doliny.

Na przełomie późnego glaciału i holocenu w limicznym środowisku osadotwórczym w Bydlinie zachodziły procesy sedymentacji materii pochodzenia autogenicznego i allogenicznego. W świetle dotychczasowej literatury (m.in. Markowski 1980; Rzepecki 1983, 1985; Dobrowolski 2000; Pietruczuk 2015) węglanowe osady jeziorne zaliczane są do różnych typów osadów dennych, a ich depozycję warunkuje kilka procesów (Rühle 1961; Więckowski 1966; Stasiak 1971; Żurek, Dzięczkowski 1971; Wicik, Magnuszewski 1996; Dobrowolski 2000; Wojciechowski 2000; Tobolski i in. 2006; Rydelek 2013; Pietruczuk 2015; Pawłowski i in. 2016). Uwzględniając specyfikę położenia geomorfologicznego i geologicznego stanowiska w Bydlinie

można sądzić, że głównymi czynnikami wpływającymi na skład chemiczny późnovistuliańskich osadów jeziornych były: (1) dostawa klastycznego allochtonicznego materiału węglanowego, pochodzącego z denudacji zlewni, (2) działalność fotosyntetyzujących organizmów roślinnych i (3) właściwości fizyko-chemiczne wód zasilających zbiorniki (np. zmiany temperatury, odczyn). W warunkach peryglacialnych drobne ziarna węglanowe mogą być dostarczane do zbiorników zarówno w postaci zawiesiny (Rzepecki 1985), jak i w wyniku procesów eolicznych (Kozarski, Nowaczyk 1992; Borówka, Tomkowiak 2010). W zbiornikach wodnych akumulacja węglanu wapnia może zachodzić również przy współdziałaniu roślinności wodnej (Nowaczyk, Tobolski 1980). We wschodniej części złoża obecność CaCO_3 w osadach jeziornych można wiązać także z depozycją wapiennych szkieletów organizmów. Udokumentowane w dolinie Tarnówki osady kredy jeziornej dominują w najbardziej wysuniętych na zachód i na wschód przegłębieniach. Z kolei w kopalnych zbiornikach jeziornych, położonych w południowej części złoża osadów biogenicznych, oprócz kredy jeziornej równie licznie występują osady gytii wapiennej i ilasto-wapiennej. Wyniki analizy palinologicznej wskazują, że sedymentacja osadów jeziornych we wschodnim zbiorniku zachodziła w warunkach krajobrazu leśnego (sosnowo-brzozowego i sosnowego) typowego dla starszej części okresu preborealnego. Natomiast sedymentacja gytii wapiennej i kredy jeziornej w zachodniej części ekosystemu zachodziła w warunkach znacznie większego rozrzedzenia roślinności leśnej, typowego dla młodszego dryasu (por. Żurek i in. 2011).

Sytuacja morfologiczna, powierzchnia oraz miąższość udokumentowanych w Bydlinie osadów kredy jeziornej i gytii wapiennej potwierdza wyniki badań przeprowadzonych przez Żurka (1981) w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Na obszarze tym, powierzchnia torfowisk mających w spągu osady jeziorne wynosi tylko 5,5% łącznej powierzchni złóż torfu, zaś miąższość gytii podtorfowej nie przekracza na ogół jednego metra. W badanym złożu osadów biogenicznych udział osadów jeziornych waha się od 5 (złożo Krzywopłoty) do 14% (złożo Bydlin) całkowitej, współczesnej powierzchni torfowiska.

Według genetycznego systemu klasyfikacyjnego (Tołpa i in. 1967) w środkowym odcinku doliny Tarnówki występuje jeden typ oraz trzy rodzaje torfu (niski: mszysty, turzycowo-

-mszysty i turzycowiskowy). W obrębie torfu mszystego wyróżniono poziom pyłkowy *Pinus*, korelowany z okresem preborealnym, w którym średni udział pyłku sosny przekracza 60%, przy stosunkowo wysokim udziale (często przekraczającym 20%) pyłku turzycowatych i traw. Kolejna zmiana warunków wodnych w obu częściach torfowiska zapisała się w sedentacji torfu turzycowo-mszystego z licznymi szczątkami drewna. Wzrostowi stopnia rozkładu torfu (do około 45%) towarzyszy niewielki wzrost średniej zawartości materii mineralnej (do 13%) oraz odczynu osadu (pH od 5,2 do 6,0). W składzie botanicznym dominowały *Carex lasiocarpa* oraz *Phragmites australis*. Ze względu na niską frekwencję i zły stan zachowania pyłku bardziej precyzyjne określenie wieku osadu nie jest możliwe. Wyraźna dominacja pyłku drzew mezofilnych sugerować może sedentację torfu w okresie optimum klimatycznego holocenu. W profilach wschodniej części złoża torfowego na głębokości około 1,20–1,05 m udokumentowano warstwę silnie rozłożonej materii organicznej z licznymi węglami drzewnymi. Towarzyszy temu spadek udziału materii organicznej z 85 do 73,8%, przy dominacji krzemionki terygeniczej w popiele. Jedynie w zachodniej części złoża (głębokość 1,10–1,0 m w profilu K-2) pojawia się krzemionka biogeniczna (maksymalnie do 1%), przy jednoczesnym braku węgla drzewnych. Odcinki te prawdopodobnie można korelować z przełomem okresu atlantyckiego i subborealnego. W spektrach pyłkowych profili K-2 (Żurek i in. 2011) i B-1 zaznaczył się wówczas spadek pyłku lipy i leszczyny, przy jednoczesnej obecności świerka oraz braku pyłku grabu, jodły i buka. Stopień rozkładu materii organicznej w warstwie torfu turzycowiskowego często przekracza 60%, przy jednoczesnym wzroście dostawy materiału allochtonicznego ze zlewni. Ze względu na dominację w składzie botanicznym makroszczątków trzciny pospolitej i turzyc, można sądzić, że sedentacja tego typu torfu zachodziła w warunkach stałego dopływu wód podziemnych i okresowego (2–4 miesiące w ciągu roku) zalewania wodami powierzchniowymi.

Problem rozwoju fitocenoz torfotwórczych w kontekście stabilności warunków siedliskowych w dolinach rzecznych, zwłaszcza źródeł zasilania w wodę, poruszany był przez Oświta (1991), Żurka (1993), czy Forysiaka i in. (2012, 2014). Torfowiska mechowiskowe powstają w miejscach o stałym i intensywnym dopływie wód podziemnych, często w głębokich zagłębieniach terenu. Torf mszysty i turzycowo-mszysty

przykryty jest torfem turzycowiskowym, który tworzy się zarówno w warunkach okresowego zalewu wodami powierzchniowymi, jak i w wyniku intensywnego zasilania przez wody gruntowe wypływające w obrębie zboczy. Obecność w badanym torfie fragmentów kory i drewna olszy dowodzi ograniczenia zalewów i zmniejszenia dopływu wód gruntowych. Kolejna faza rozwoju torfowiska związana jest z warunkami dłuższego okresu zalewu powierzchniowego. Odwodnienie ekosystemu w dolinie Tarnówki doprowadziło do degradacji szaty roślinnej na badanym torfowisku oraz murszenia i mineralizacji osadów. Niezależnie od typu torfu sedentacja autochtonicznej materii organicznej zachodziła w warunkach wzmożonych procesów denudacji mechanicznej w otoczeniu mokradła, zaś znaczny udział skorodowanego pyłku w osadach może wskazywać na przerwy w narastaniu osadów biogenicznych.

Jedną z cech charakterystycznych złoża torfu w Bydlinie jest jego stosunkowo wysoka popielność. Jeśli przyjmiemy, że popiół pierwotny pochodzący z roślin torfotwórczych przeciętnie osiąga wartość od 8% do 20% (Marek 1965; Kwiatkowski 1971), to w 1/5 wszystkich badanych próbek torfu popiół наносzony był dodatkowo przez wodę i wiatr. Wzrost materii mineralnej w torfach mógł być spowodowany wylesieniem zlewni i wzmożeniem denudacji na zboczach doliny oraz wzrostem ilości wód powierzchniowych niosących więcej zawiesiny. Najniższe wartości udziału materii mineralnej, poniżej 8%, stwierdzono tylko dla 2% wszystkich próbek torfu. Niemal wszystkie próbki o niskim stopniu zamulenia pochodzą ze wschodniej części torfowiska. Uzyskana popielność wykazuje związek z poszczególnymi typami torfów. Jest zbliżona do wyników innych torfowisk Wyżyny Częstochowskiej (por. Żurek 1981; Woźniak, Żurek 2005) i nieco wyższa w porównaniu z torfowiskami dolinnymi w nizinnej części kraju (Kozakiewicz 1962; Maksimow 1959; Pawłowski i in. 2014; Żurek, Okupny 2015). Niskim stopniem zamulenia odznaczają się słabo rozłożone torfy mszyste, natomiast średnio i silnie rozłożone torfy turzycowiskowe cechuje większą zawartość popiołu.

Podsumowanie i wnioski

Analiza osadów torfowiska dolinowego w Bydlinie pozwoliła odtworzyć przebieg sukcesji zbiorowisk torfotwórczych i powiązać go ze

zmianą warunków wodnych. Badany ekosystem powstał prawdopodobnie w rezultacie złądowień kilku niewielkich powierzchniowo i niezbyt głębokich zbiorników wodnych. Zrekonstruowany obraz powierzchni terenu ujawnia występowanie pod rozległą równiną torfową w środkowym odcinku doliny Tarnówki zróżnicowanego morfologicznie podłoża mineralnego.

W obrębie torfowiska w Bydlinie sekwencja osadów w miejscach występowania kopalnych zbiorników jeziornych przedstawia się następująco: podłoże mineralne → gytie (głównie wapienne oraz kreda jeziorna) → torf mszysty → torf turzycowo-mszysty → torf turzycowiskowy → torf zmurszały. W miejscach o mało urozmaiconej rzeźbie podłoża całość złoża budują osady torfowe, które wykazują dwudzielność pod względem stopnia rozkładu autochtonicznej materii organicznej. W złożu torfu niskiego zdecydowanie dominuje średnio i silnie rozłożony torf turzycowiskowy. Tworzy te podścielone są słabo rozłożonym torfem turzycowo-mszystym, którego miąższość dochodzi zaledwie do 0,2 m. Taka sekwencja osadów dowodzi, że w przeszłości torfowiska dominowało zasilanie wodami soligenicznymi i powierzchniowymi. Wyniki analizy palinologicznej profilu K-2 (Żurek i in. 2011) wskazują, że fragmenty rozległej formy kopalnego krasu stały się na przełomie młodszego dryasu i okresu preborealnego zbiornikami jeziornymi, w których zachodziła akumulacja materii pochodzenia autogenicznego i allogenicznego. Z kolei sedimentacja torfów niskich w holocenie nie była ciągła (brak osadów okresu borealnego i starszej części atlantyckiego w rdzeniu B-1).

Głównymi składnikami badanych osadów jeziornych są węglan wapnia oraz krzemionka terygeniczna. W osadach jeziornych, w zachodniej części zbiornika akumulacyjnego średni udział materii organicznej i krzemionki biogenicznej, czyli składników związanych z produktywnością biologiczną jest dwukrotnie większy niż w jego wschodniej części. Wysoka popielność osadów jeziornych we wschodniej części torfowiska wiąże się z zamulaniem charakterystycznym dla pierwszego etapu rozwoju jezior. W zachodnim zbiorniku nie stwierdzono osadów gytii ilastej oraz mułku jeziornego.

Rozpoznana na stanowisku Bydlin sekwencja malakologiczna potwierdza obecność niewielkiego, płytkiego zbiornika wodnego o mulisto-piaszczystym dnie i bogatej roślinności naczyniowej. Skład malakofauny wskazuje, że osady jeziorne ze stanowiska Bydlin gromadziły

się w zimnej fazie klimatycznej, prawdopodobnie w młodszym dryasie. Jest to wyraźnie widoczne w stropie serii kredy jeziornej. W spągowej części profilu osadów jeziornych licznej pojawiają się jednak formy o wyższych wymaganiach termicznych (*Pisidium milium*), co może wskazywać na nieznacznie cieplejszy klimat.

Literatura

- Aaby B. 1986. Palaeocological studies of mires. W: B.E. Berglund (red.) Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley&Sons, Chichester: 145-165.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz W.P. 2011. Analiza malakologiczna. Metody badań i interpretacji. Rozprawy Wydziału Przyrodniczego PAU 3: 1-302.
- Baścik M., Pociask-Karteczka J. 2002. Źródła Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Wyżyny Małopolskiej o znacznych walorach przyrodniczych. Propozycje ochrony. *Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach* 7: 23-39.
- Bednarek J., Kaziuk H., Zapaśnik T. 1978. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Ogrodzieniec (913). Wyd. Geol., Warszawa: 1-76.
- Borowiec J. 1990. Torfowiska Regionu Lubelskiego. Lubelskie Towarzystwo Naukowe, PWN, Warszawa, *Prace Wydziału Nauk o Ziemi i Nauk Górniczych, Monografie* 3: 1-348.
- Borówka R.K., Tomkowiak J. 2010. Skład chemiczny osadów z profilu torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań: 163-172.
- Dembek W., Piórkowski H., Rycharski M. 2000. Mokradła na tle regionalizacji fizycznogeograficznej Polski. *Biblioteczka Wiadomości IMUZ* 97: 1-131.
- Dobrowolski R. 2000. Torfowiska węglanowe w okolicach Chelma – geologiczne i geomorfologiczne warunki rozwoju. W: J. Łętkowski (red.) *Walory przyrodnicze Chelmskiego Parku Krajobrazowego i jego najbliższych okolic*. Wyd. UMCS, Lublin: 17-25.
- Drzymulska D. 2016. Peat decomposition – shaping factors, significance in environmental studies and methods of determination: a literature review. *Geologos* 22: 61-69.
- Faegri K., Iversen J. 1978. Podręcznik analizy pyłkowej. Wyd. Geol. Warszawa.
- Forysiak J., Kloss M., Obremska M., Żurek S. 2014. Późnoglacialne i holoceneskie osady wybranych torfowisk dolinnych regionu łódzkiego w nawiązaniu do zmian paleośrodowiskowych. *Folia Quaternaria* 82: 5-30.

- Forysiak J., Kloss M., Żurek S. 2012. Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna torfowiska Wilczków. *Studia Limnologica et Telmatologica* 6,2: 95-101.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. I. PWN, Warszawa: 232-339.
- Gradziński M., Gradziński M., Jach R. 2008. Geologia, rzeźba i zjawiska krasowe okolic Ojcowa. W: A. Klasa, J. Partyka (red.) *Monografia Ojcowskiego Parku Narodowego. Przyroda*. Ojców: 31-97.
- Kleczkowski A.S. 1972. Wody powierzchniowe i podziemne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. W: Z. Czepe (red.) *Wartości środowiska przyrodniczego Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i zagadnienia jego ochrony*. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, t. I: 31-66.
- Kozakiewicz A. 1962. Charakterystyka substancji organicznej gleb torfowych i torfów torfowisk dolinowych. *Roczniki Gleboznawcze* 11: 73-100.
- Kozarski S., Nowaczyk B. 1992. Późnovistuliańskie i holocenijskie zjawiska eoliczne w regionie dolnej Odry i dolnej Warty. W: T. Szczypek (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Wyd. UŚ, Sosnowiec: 37-113.
- Kwiatkowski A. 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Informacyjny Torf* 4: 31-43.
- Latałowa M., 1976 – Diagram pyłkowy osadów późnoglacialnych i holocenijskich z torfowiska w Wolbromiu. *Acta Palaeobotanica* 17,1: 55-80.
- Latałowa M., Nalepka D. 1987. A study of Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobotanica* 27,1: 75-115.
- Lipka K. 2000. Torfowiska w dorzeczu Wisły jako element środowiska przyrodniczego. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Rozprawy* 255: 1-148.
- Ložek V. 1964. Quartärmollusken der Tschechoslovakei (The Quaternary molluscs of Czechoslovakia). *Rozprawy Ustředního Ústavu Geologického* 31: 3-374.
- Maksimow A. 1959. Torf i użytkowanie surowca torfowego w rolnictwie. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa: 1-353.
- Marek S. 1965. Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 57: 1-304.
- Markowski S. 1980. Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznawania i klasyfikacji. Materiały pokonferencyjne *Kreda jeziorna i gytie*, t. 2. PTPNoZ, Oddz. Gorzów-Zielona Góra: 44-55.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. PWN, Warszawa: 1-208.
- Nowaczyk B., Tobolski K. 1980. W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym. *Badanie Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 33A: 65-78.
- Nowak W.A. 1993. Skrasowienie podziemne wapieni i jego odzwierciedlenie w rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej w rejonie Częstochowy. W: A.S. Kleczkowski (red.) *Wartości środowiska przyrodniczego i zagadnienia jego ochrony*. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, t. XXI: 9-157.
- Obidowicz A. 1976. Geneza i rozwój torfowiska w Wolbromiu. *Acta Palaeobotanica* 17,1: 45-54.
- Okupny D., Żurek S., Forysiak J. 2014. Analiza przestrzenna rozmieszczenia torfowisk regionu łódzkiego. *Studia Limnologica et Telmatologica* 8,2: 81-91.
- Oświt J. 1991. Budowa, geneza i rozwój torfowisk pradolinnych Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 372: 185-217.
- Pawłowski D., Borówka R.K., Kowalewski G., Luoto T.P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Tomkowiak J., Zieliński T. 2016. Late Weichselian and Holocene record of the paleoenvironmental changes in small river valley in Central Poland. *Quaternary Science Reviews* 135: 24-40.
- Pawłowski D., Okupny D., Włodarski W., Zieliński T. 2014. Spatial variability of selected physicochemical parameters within peat deposits in small valley mire: a geostatistical approach. *Geologos* 20,4: 269-288.
- Pietrucień C. 1988. Analiza rozmieszczenia obszarów podmokłych w Polsce na tle występowania torfowisk i pastwisk. W: Z. Churski (red.) *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior i mokradel w Polsce*. Rozprawy UMK, Toruń: 205-220.
- 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.
- Piwocki M. 1971. Stan rozpoznania złóż torfu województwa kieleckiego. *Przegląd Geologiczny* 19,2: 74-76.
- Pulina M. 2001. Paleopolja krasowe na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. W: A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.) *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań: 439-442.
- Różycki S.Z. 1960. Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Przegląd Geologiczny* 8: 424-429.
- Rühle E. 1961. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie Jeziora Świtaż. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 169: 255-302.

- Rydelek P. 2013. Origin and composition of mineral constituents of fen peats from Eastern Poland. *Journal of Plant Nutrition* 36: 911-928.
- Rzepecki P. 1983. Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 9,1: 73-94.
- Rzepecki P. 1985. Jeziorne osady wapienne Polski Północnej między Łyną a Brdą. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 11,3: 5-79.
- Sołtysik R. 2000. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach* 4: 209-222.
- Stasiak J. 1971. Szybkość sedymentacji złóż gytii wapiennej. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 107: 113-119.
- Szczepanek K., Stachowicz-Rybka R. 2004. Late Glacial and Holocene vegetation history of the „Little Desert”, dune area south-eastern Silesian Upland, southern Poland. *Acta Paleobotanica* 44,2: 217-237.
- Tobolski K. 1995. Genetyczna i niegenetyczna klasyfikacja czwartorzędowych osadów biogenicznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wyd. Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego: 267-293.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 1-508.
- Tobolski K., Mocek A., Gałka M. 2006. Rozmieszczenie i geneza jeziornych osadów wapiennych w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior (Park Narodowy „Bory Tucholskie”). W: A. Kostrzewski, J. Czerniawska (red.) *Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-Zachodniej*. UAM, WNGiG, Bogucki Wyd. Naukowe: 111-116.
- Tołpa S., Jasnowski M., Pałczyński A. 1967. System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 76: 9-100.
- Trela J. 1927. Torfowisko w Wolbromiu (Wyniki analizy pyłkowej). *Acta Societatis Botanicorum Poloniae. Księga Jubileuszowa Emila Godlewskiego (sen.)* V: 22-51.
- Vierek A. 1997. Geneza górnourajskich osadów z odsłonięcia Bydlin. *Przegląd Geologiczny* 45,4: 428-430.
- Walanus A., Nalepka D. 1999. POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numeral analysis. *Acta Palaeobotanica, Suppl.* 2: 659-661.
- Wasylikowa K. 1973. Badanie kopalnych szczątków roślin wyższych. W: E. Rühle (red.) *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol., Warszawa: 161-209.
- Wicik B., Magnuszewski A. 1996. Paleohydrologia doliny Wisły w Kotlinie Płockiej w świetle osadów dennych jeziora Gościąż. W: Z. Mikulski, E. Bajkiewicz-Grabowska (red.) *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*. Towarzystwo Naukowe Warszawskie: 113-126.
- Więckowski K. 1966. Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk* 57: 1-112.
- Wojciechowski A. 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. *Wyd. Nauk. UAM*: 1-236.
- Woźniak N., Żurek S. 2005. Torfowiska krasu węglanowego okolic Cieślina i Krzywopłotów oraz krasu gipsowego koło Żydowca. W: J. Partyka (red.) *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, t. 3, Suplement. Ojcowski Park Narodowy, Ojców: 41-44.
- Żaba J. 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolno paleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* CLXVI: 1-162.
- Żurek S. 1981. Charakterystyka złóż surowców mineralnych – torfy. W: L. Wielgomas (red.) *Surowce mineralne województwa częstochowskiego*. Wyd. Geol., Warszawa: 135-154.
- Żurek S. 1987. Złóża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 4: 1-84.
- Żurek S. 1993. Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. *Przegląd Geograficzny* 65,1-2: 75-95.
- Żurek S. 2000. Przegląd badań torfowisk obszarów wyżynnych Polski ze szczególnym uwzględnieniem torfowiska Białe Ługi. *Prace Instytutu Geografii WP w Kielcach* 4: 237-157.
- Żurek S., Dzieczkowski A. 1971. Próba rekonstrukcji rozwoju jezior kopalnych na torfowisku „Biebrza”. *Przegląd Geograficzny*, XLIII,3: 403-424.
- Żurek S., Okupny D. 2015. Torfowiska regionu łódzkiego. *Studia Limnologica et Telmatologica* 9,2: 59-69.
- Żurek S., Nita M., Imioł K. 2011. Krzywopłoty – Late Glacial and Holocene mire in the Bydlin area (Częstochowa Upland). *Bulletin of Geography, Physical Geography Series* 4: 89-102.

Summary

The aim of this paper is to describe the sediments infilling the mire in the karst paleopolja near Bydlin, in the Silesian-Cracovian Upland (Fig. 1A, B). The study involves the description of the lithogeochemical and botanical composi-

tion of the deposit formations, as well as the geological structure of the valley constituting a part of the Tarnówka river valley, where the mire is located. Based on a dense drillings network, the morphology of the mire basin bottom and the types and thickness of gyttja and peat sediments were examined (Fig. 1C). The sedimentary sequence in the studied peatbog is highly differentiated, there are: brown moss peat, sedge-moss peat, tall-sedge peat and lake deposits, among them mainly calcareous gyttja, clay-calcareous gyttja and lacustrine chalk. Limnic deposits evidence lake phases in the sedimentary basins in the western and southern part of the mire.

This paper presents the results of litho-geochemical analyses of biogenic deposits in three cores (Fig. 2). The thickness of organogenic sediments varied from 3,40 m (B-1 core), 4,0 m (B-2 core) to 4,2 m (K-2 core). Five hundred eighty two sediment samples were subjected to the following analyses: loss on ignition at 550°C (OM), amount of calcium carbonate by means of the Scheibler volumetric method (CaCO_3) and content of biogenic and terrigenous silica ($\text{SiO}_{2\text{biog}}$ and $\text{SiO}_{2\text{ter}}$). The malacological analysis was performed based on core sections representing 0,10–0,20 m thick intervals, depending on the deposit form. A total of 15 samples were included in the malacological analysis in the B-2 core (Fig. 3). 26 samples (each 1 cm³ in volume) from a B-1 core were examined by means of pollen analysis. In sediments lying at a depth of 3,40–3,20 m, 1,21–1,08 m and 0,87–0 m, pollen was not recorded or its frequency was extremely low. A pollen diagram was drawn using the POLPAL computer program (Fig. 4). The calculation was based on the total of tree and bushes (AP) and as well as herbaceous plant

and draft shrubs (NAP). Samples (about 20 cm³) for a macrofossils analysis were taken every 2–12 cm from B-2 core (Fig. 5). The material was rinsed with water onto sieves with mesh size of 0.25 and 0.5 mm. The residue was identified under a stereoscopic microscope at a magnification of 10–100x. In total, 33 samples were analysed using the accessible botanical keys and atlases.

The geochemical analysis reveals a high rate of hydrological and geomorphological changes in the reservoir and its catchment. The pollen analysis of the lake sediments from core B-1 suggests puts the age of the lake at the beginning of the Preboreal. Calcareous gyttja and lacustrine chalk with a very high calcium carbonate content (almost 100%) were deposited. Sediments of the bottom parts of the studied cores are characterized by high content of terrigenous silica, which suggests higher rates of mechanical denudation and erosion rate of the catchment. The malacofauna is marked by a fairly stable composition and structure. The analysed material in the lake sediments contained specimens of aquatic species typical of seasonal water bodies (ecological group T) and molluscs of permanent water bodies (ecological group P). Dominant among the aquatic species is the snail *Valvata piscinalis*, which occurs in all samples and sometimes reaches large numbers. The second significant component of the assemblage is *Sphaerium corneum*. The accumulation of peat formations in the Holocene was not continuous. The bottom of the peat deposit contains mainly *Warnstorfia exannulata*, *Pseudocalliergon trifarium* and *Menyanthes trifoliata*, and the upper part is composed of sedge-moss and tall-sedge peats, which suggests stable ground alimentation.

WARUNKI FUNKCJONOWANIA I ROZWÓJ TORFOWISKA W ZAGŁĘBIENIU KRASOWYM W OKOLICACH PARADYŻA

Conditions and functioning of the peatland in the karst subsidence sinkholes in the area of Paradyż

DOROTA BRZozowicz^{*}, JACEK FORYSIAK^{*}

Zarys treści. W artykule dokonano analizy cech torfowiska funkcjonującego w północnej części Wzgórz Opoczyńskich, w zagłębieniu występującym na obszarze krasu reprodukowanego. Opisano cechy geologiczne i geomorfologiczne terenu, na którym występują inne formy o takiej genezie. Zagłębienia powstałe w wyniku krasowienia wapieni jurajskich przykrytych cienką warstwą plejstoceńskich glin zwałowych stanowią sprzyjające środowisko do tworzenia się w nich zbiorników wodnych i torfowisk, z depozycją osadów biogenicznych. Pobrano rdzeń osadów z torfowiska leżącego na północ od Paradyża i oznaczono jego parametry, takie jak: popielność osadu, odczyn i przewodność elektrolityczna oraz zawartość węglanu wapnia, co pozwoliło wnioskować o warunkach funkcjonowania zagłębienia i etapach rozwoju torfowiska.

Słowa kluczowe: zagłębienia, kras reprodukowany, torf, holocen, Wzgórze Opoczyńskie

Abstract. This article is concerned with the properties of peatland that function in the karst depression in the northern part of the Opoczno Hills. The geological and geomorphological properties that display the preview of the genesis of said landforms are discussed. The depressions that developed as a result of the collapse of Jurassic limestone and are covered with a thin layer of Pleistocene moraine till serve as an environment that is very conducive to the development of water bodies and peatbogs with deposition of biogenic sediments. A core sample of the biogenic sediments has been extracted from one of the peat bogs north of Paradyż and analysed to determine the ash content, pH value, electrolytic conductivity, as well as calcium carbonate content. It allowed to formulate conclusion on the environmental conditions of the depression and the phases of development of the peatbog.

Key words: sinkholes, karst subsidence, peat, Holocene, Opoczno Hills

Wprowadzenie

Problem powstawania i funkcjonowania niewielkich zagłębień o genezie krasowej był opisywany w polskim piśmiennictwie geologicznym i geomorfologicznym (por. m.in.: Gilewska 1964; Liszkowski 1979; Głazek 1989; Pulina 1999). W artykule poruszony został jeden z wątków tego zagadnienia, jakim jest rozwój wspomnianych form w obszarze występowania krasu reprodukowanego, gdzie powierzchnię terenu pokrywają luźne skały, a powstające zagłębienia stwarzają warunki do funkcjonowania zbiorników wodnych i torfowisk.

Wśród zagłębień krasu reprodukowanego wyróżnia się lejki z rozmycia oraz lejki zapadli-

skowe. Formy z rozmycia powstają wskutek długotrwałego rozpuszczania ścian krzyżujących się szczelin na powierzchni warstwy krasowiejącej (Klimaszewski 1994). Dla analizowanego obszaru charakterystyczne są zagłębienia typu zapadli-skowego (Różycki 1946), charakteryzujące się owalnym lub okrągłym kształtem oraz stromymi zboczami. Do powstania takich form konieczne jest przykrycie skał podlegających procesom krasowym cienką warstwą (do około 20 m) skał niekrasowiejących (Klimaszewski 1994). Wówczas krążąca woda gruntowa drąży w skałach krasowiejących przestrzenie m.in. korytarze, których strop z czasem coraz bardziej osłabiany ulega zniszczeniu, tworząc zapadlisko. Wraz z nim zapada się również nadległa warstwa skał niekrasowiejących, a na powierzchni terenu tworzy

^{*} Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: d.brzozowicz@wp.pl; jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

stromościennie zagłębienie. Tego rodzaju procesy geologiczne i geomorfologiczne oraz ich skutki są obserwowane w Polsce, w strefie wyżyn oraz bezpośrednio przylegających do nich obszarów nizinnych. Intensywne zjawiska krasu reprodukowanego na obszarze zapadliska Staszowsko-Połanieckiego stwierdził Walczowski (1964), gdzie lejki krasowe rozwijające się w serii mioceńskich utworów krasowięjących, reprezentowanych głównie przez gipsy, wapienie oraz margle, przykryte są cienką, kilkumetrową warstwą czwartorzędowych glin morenowych i piasków wodnolodowcowych. Wiele z tych form posiada wypełnienie osadami biogenicznymi (Szczepanek 1971). W tym samym regionie wypełnieniami form krasowych zajmował się Zieliński (2010, 2013). Badania zagłębień genezy krasowej wypełnionych osadami jeziornymi i torfami prowadzono na szeroką skalę także na obszarze Polesia i Wyżyny Lubelskiej (m.in. Maruszczak 1966; Dobrowolski 2006; Dobrowolski i in. 2010). Dotyczyły one jednak typowych form krasowych, bez grubszej pokrywy luźnych osadów niekrasowięjących. Nowak (1971, 1993) prezentując wyniki badań nad krasem Wyżyny Częstochowskiej, przedstawił liczne przykłady form krasu reprodukowanego. Podstawową serią skał podlegających krasowieniu są tam górnourajskie skały węglanowe, głównie wapienie skaliste, płytowe i kredowate oraz margle, które pocięte są licznymi uskokami i spękaniem. Warstwę osadów niekrasowięjących stanowią paleogeńskie piaski formierskie, neogeńskie zwiertzeliny typu *terra rossa*, jak też czwartorzędowe gliny zwiertzelinowe, gliny morenowe oraz piaski, żwiry i mulki wodnolodowcowe (Nowak 1993).

Przedstawiony powyżej mechanizm powstawania zapadlisk krasowych prowadzi do tworzenia obniżen, które stają się obiektami akumulacji osadów. Od momentu uformowania się zagłębienia procesy akumulacyjne powodują wypełnianie takiej formy osadami mineralnymi i organicznymi. Nowak (1971) w pracy dotyczącej krasu reprodukowanego wschodniej części Wyżyny Częstochowskiej wyróżnia, ze względu na rodzaj wypełnień, trzy typy zagłębień: suche (częściowo wypełnione osadami mineralnymi lub bez wypełnienia), stale wypełnione wodą oraz torfowiska. Na Wyżynie Wieluńskiej sytuacja wygląda podobnie, jednak odnotowano tam także zagłębienia wypełnione osadami jeziornymi w postaci gyty i piasków humusowych (Kobołek 2004). Podobne zagłębienia jak w przypadku Wyżyny Częstochowskiej występują w rejonie Paradyża, gdzie

udokumentowano przykłady wszystkich trzech wymienionych rodzajów wypełnień (Brzozowicz 2016a), a na ich podstawie zweryfikowano pogląd Różyckiego (1946) o zależności między rodzajem wypełnienia a stadium rozwoju, w którym znajduje się zagłębienie (Brzozowicz 2016b).

W schemacie strefowego rozmieszczenia torfowisk, w pasie określanym jako obszar starogłajalny dominują torfowiska niskie (Żurek 1987). Dotyczy to zarówno współczesnych zbiorowisk torfotwórczych jak i siedlisk kopalnych, rekonstruowanych na podstawie analizowanych pokładów torfów. Potwierdziły to szczegółowe badania wykonane na obszarze kilkunastu torfowisk regionu łódzkiego (Forysiak 2012). Zróżnicowanie geomorfologiczne mis torfowisk tego obszaru jest duże, wyróżniono bowiem kilkanaście rodzajów zagłębień, w których rozwijały się torfowiska, pominięto jednak formy związane z obniżeniami indukowanymi procesami krasowymi (Forysiak 2012). Zapadliska krasowe i powstające w nich torfowiska to obiekty bardzo małe, stąd ich udział w pokrywie torfowej w środkowej Polsce jest znikomy, mimo tego niektóre z nich zostały ujęte w pracy prezentującej rozmieszczenie torfowisk regionu łódzkiego (Okupny i in. 2014). Torfowiska w misach powstałych w wyniku działalności krasu reprodukowanego, udokumentowane w obrębie Wyżyny Wieluńskiej (Kobołek 2004; Kobołek, Nalej 2008), wraz z opisywanymi formami okolic Paradyża stanowią podstawę do rozszerzenia klasyfikacji genetycznej mis torfowisk regionu łódzkiego.

Położenie obszaru badań

Teren badań położony jest w środkowej Polsce, w północnej części Wzgórz Opoczyńskich (Gilewska 1999), których rzeźba i budowa geologiczna na charakter przejściowy, między obszarem nizin i wyżyn. Analizowane zagłębienia znajdują się w miejscowości Daleszewice (rys. 1), położonej na północ od Paradyża. W omawianej części Wzgórz Opoczyńskich ze względu na niewielkie urozmaicenie powierzchni terenu krajobraz jest bardzo zbliżony do nizinnego. Paradyż i jego okolice leżą w obrębie równin pochodzenia glacialnego (równiny moreny dennej, równiny sandrowej) oraz równiny piasków przewianych (Janiec 1993). Opisywany obszar jest odwadniany przez niewielkie ciek, uchodzące do Czarnej i Drzewiczki, należących do zlewni Pilicy.



Rys. 1. Lokalizacja badanych stanowisk na tle elementów mapy topograficznej (wg Brzozowicz 2016a)

1 – oznaczenie stanowiska, 2 – zagłębienia o genezie krasowej

Location of studied sites against the elements of the topographic map (after Brzozowicz 2016a)

1 – designation of sites, 2 – karst sinkholes

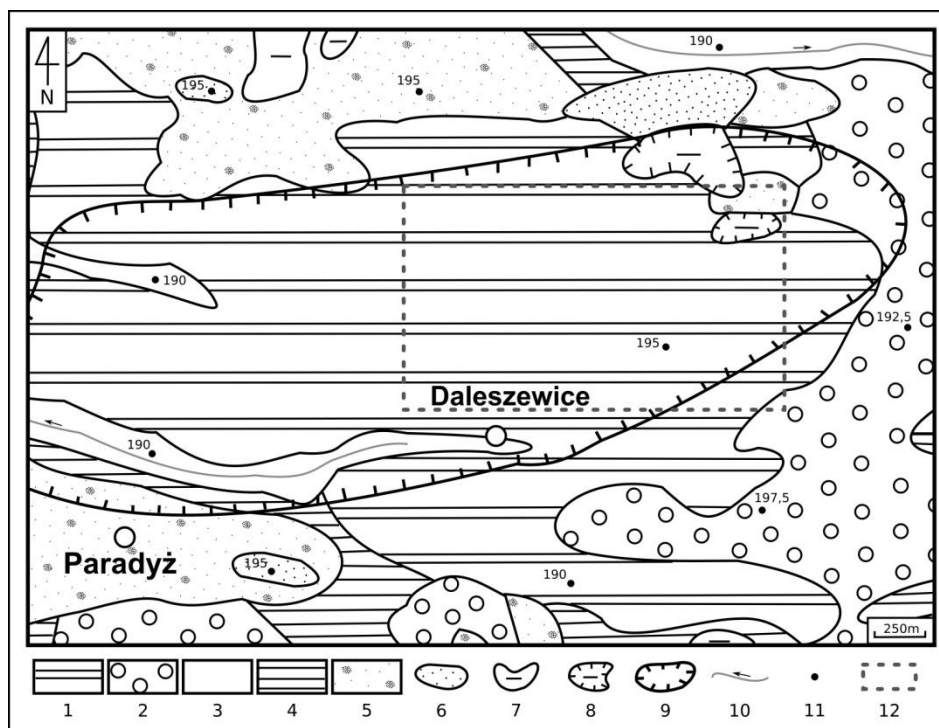
Charakterystycznymi formami tego obszaru są zagłębienia związane z funkcjonowaniem krasu reprodukowanego (Różycki 1946), które do rozwoju wymagają specyficznej budowy geologicznej, zasygnalizowanej we wprowadzeniu. Okolice Paradyża położone są w północno-zachodnim skraju mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Obszar ten odznacza się płytko zalegającą warstwą osadów mezozoicznych oraz dużą liczbą wychodni tych utworów (Alexandrowicz 1999). Górną część kompleksu mezozoicznego stanowią utwory dolnej jury (piaskowce, mułowce, iłowce o miąższości do 200 m), przykryte przez środkowojurajskie utwory piaskowcowe (o miąższości do 140 m), zaś strop kompleksu budują skały górnej jury, których miąższość może przekraczać nawet 400 metrów (Janiec 1988, 1993). Warstwę zaliczaną do górnej jury tworzą przede wszystkim wapienie płytowe, margliste, rafowe, gąbkowe, z krzemieniami i ooidowe oraz margle wytworzone w wyniku akumulacji w pogłębiającym się zbiorniku morskim (Janiec 1988, 1993). Są one najważniejszą warstwą skał mezozoicznych z punktu widzenia omawianych procesów krasowych. Ich rola wyraża się tym, że ulegają silnemu krasowienu, generującemu powstawanie różnych form krasowych, także tych widocznych na powierzchni czwartorzędowej, w postaci małych lejków krasowych (Janiec 1993).

W obrębie terenu badań brak jest utworów kredowych, dlatego bezpośrednio na osadach jurajskich spoczywa nieciągła warstwa trzecio-

rzędowych glin zwietrzelinowych oraz wietrzelin typu *terra rossa*, lecz ich miąższość zwykle nie przekracza 10 m (Różycki 1946; Janiec 1988, 1993).

Miąższość pokrywy czwartorzędowej w rejonie Paradyża nie przekracza 20 m. Tworzą ją przede wszystkim trzy pokłady glin zwałowych. Pierwsza to zalegająca płatowo, zwykle w miejscach nieciągłej pokrywy zwietrzelin trzeciorzędowych, glina zwałowa z okresu zlodowaceń południowopolskich, o miąższości do 7 m (Janiec 1988). Tuż nad nią występuje warstwa gliny zwałowej o zmiennej miąższości wynoszącej od 1 do 8 metrów, najstarszego ze zlodowaceń środkowopolskich (Janiec 1993). Powyżej odnotowano wkładki piasków i mułków zastoiskowych. Warstwę subpowierzchniową tworzy glina zwałowa górna o miąższości około 8 m z fazy recesyjnej zlodowacenia odry. Na jej powierzchni występują płyty piasków i mułków peryglacialno-deluwialnych o miąższości do 2 m z okresu zlodowacenia północnopolskiego (Janiec 1988, 1993).

Zróźnicowanie morfologiczne obszaru okolic Paradyża i Daleszewic jest niewielkie. Największą część terenu zajmują równiny moreny dennej, sandrowa oraz równiny piasków przewianych (rys. 2), których wysokości bezwzględne sięgają rzędnych od 190 do 197,5 m n.p.m. Dna niewielkich dolin rzecznych znajdujące się w północno-wschodniej oraz zachodniej części analizowanego terenu położone są na wysokości od 190 do 192,5 m n.p.m. Ponadto widoczne są także



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny okolic Paradyża (wg Janiec 1993)

1 – równina moreny dennej, 2 – równina sandrowa, 3 – dno doliny rzecznej, 4 – terasa nadzalewowa, 5 – równina piasków przewianych, 6 – wydmy, 7 – zagłębienia deflacyjne, 8 – zapadliska krasowe, 9 – obszar występowania zapadlisk krasowych, 10 – ciek, 11 – wysokość bezwzględna (m n.p.m.), 12 – granice terenu badań

Geomorphological map of the area of Paradyż (after Janiec 1993)

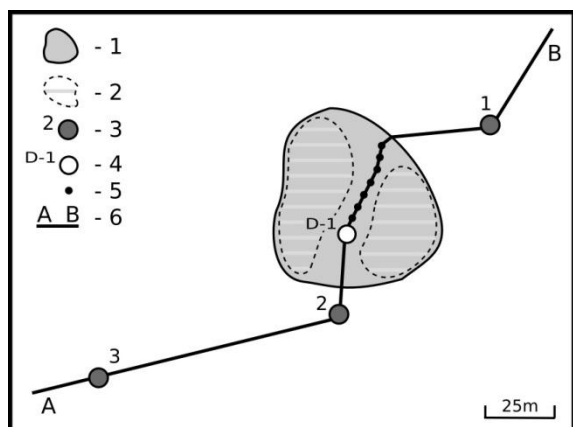
1 – morainic plain, 2 – sandur, 3 – river valley floor, 4 – terrace, 5 – aeolian plain, 6 – dunes, 7 – deflation depressions, 8 – karst sinkholes, 9 – karst sinkholes area, 10 – streams, 11 – altitude, 12 – boundaries of the study area

niewielkie wydmy oraz zagłębienia deflacyjne, jednak ich względna wysokość i głębokość jest niewielka, rzędu 1,5–2 m. Największe deniwelacje stwierdzono w miejscach występowania omawianych zapadlisk.

Spośród zidentyfikowanych zagłębień, zlokalizowanych na północ od Paradyża, do szczegółowych analiz wybrano zarówno formy posiadające wypełnienia osadami biogenicznymi (w stanowisku oznaczonym DAL-1 uzyskano dobrze zachowany profil osadów), jak i bez tego rodzaju wypełnień (rys. 1). Zagłębienie DAL-1 o powierzchni 2150 m² ma owalny kształt, o dłuższej osi około 54 m, zaś bezpośrednie otoczenie położone jest na wysokości 194,5 m n.p.m. Zagłębienie zajmuje torfowisko, z którego torf został częściowo wyeksploatowany, czego pozostałością są na ogół wypełnione wodą torfianki (rys. 3). W części środkowej torf nie został wybrany, naruszono jedynie stropową część złoża, wykonano w tym pasie sondowania osadów biogenicznych i pobrano rdzeń do analiz laboratoryjnych, oznaczony symbolem D-1. Około 300 m na północny zachód od opisanego zagłębienia znajduje się podobna, choć mniejsza

forma, stanowisko DAL-2 (rys. 1). Obniżenie ma wymiary 38x25 m, wypełnione jest torfem i wodą (Brzozowicz 2016a). Torf występuje w brzeźnych częściach miski i prawdopodobnie był eksploatowany. Woda zajmująca większą część zagłębienia uniemożliwiła zbadanie osadów w środkowej jego części.

Zagłębienia DAL-3 i DAL-4 położone na południowy wschód od omówionych są od nich znacznie mniejsze. Pierwsze ma niemal kolisty kształt o średnicy około 20 m, a jego głębokość w najniższym położonym miejscu wynosi dokładnie 2 m (Brzozowicz 2016a). Jest ono suche, jednak podczas długotrwałych i intensywnych opadów deszczu na dnie zbiera się niewielka ilość wody, która po ustaniu opadów szybko infiltruje w podłoże. Stanowisko DAL-4 o owalnym kształcie i dłuższej osi 32,6 m, w najniższym położonym punkcie, ma 2,9 m głębokości. Forma cechuje się stromymi zboczami i płaskim dnem, na którym nawet przy długotrwałych i intensywnych opadach nie zbiera się woda. Oba zagłębienia posłużą jako odniesienie, do wnioskowania o pierwotnej morfologii form posiadających takie wypełnienie.



Rys. 3. Szkic dokumentacyjny stanowiska DAL-1

1 – torfowisko, 2 – torfianki, 3 – wiercenia ręczne, 4 – miejsce poboru rdzenia D-1, 5 – miejsca sondowania miąższości torfu, 6 – oznaczenie rdzenia, 7 – linia przekroju (rys. 4)

Documentary map of the DAL-1 site

1 – peatland, 2 – exploitation hollows, 3 – boreholes, 4 – site of D-1 core, 5 – position of probing peat thickness, 6 – core signature, 7 – line of cross-section (Fig. 4)

Metody badań

Charakterystykę geologiczną i litologiczną osadów wypełniających przedstawione powyżej formy dokonano na podstawie wyników prac terenowych i laboratoryjnych. Pierwsze obejmowały:

- wiercenia ręcznym świdrem geologicznym – wykonano je w najbliższym sąsiedztwie wszystkich analizowanych zagłębień oraz we wnętrzu mis niewypełnionych wodą i osadami biogenicznymi, pobrano także próbki materiału mineralnego do analiz laboratoryjnych;

- sondowanie miąższości osadów biogenicznych, przy zastosowaniu laski torfowej i próbnika oczkowego (rys. 3);

- dokumentowanie litologii osadów biogenicznych i pobór rdzenia tych osadów z torfowiska w stanowisku DAL-1 wykonano próbnikiem typu Instorf firmy Eijkelkamp. Rdzeń złożony z półmetrowych odcinków, o nienaruszonej strukturze, pobierany był naprzemiennie z dwóch otworów oddalonych od siebie o 20 cm, następnie został zabezpieczony i przetransportowany do laboratorium.

Prace laboratoryjne wykonano w celu określenia cech osadów biogenicznych i mineralnych. Materiał uzyskany z rdzenia D-1 podzielono na próbki o rozdzielczości 2,5 cm lub 5 cm i poddano oznaczeniom:

- odczynu i przewodności elektrolitycznej pobranych próbek torfu – oznaczenia przeprowadzono metodą potencjometryczną, przy zastosowaniu konduktometru (Myślińska 1998);

- popielności osadów biogenicznych – stosując spalanie w piecu muflowym w temperaturze 550°C (Myślińska 1998);

- zawartości węgla wapnia – pomiarów dokonano przy zastosowaniu aparatu Scheiblera (Racinowski 1973).

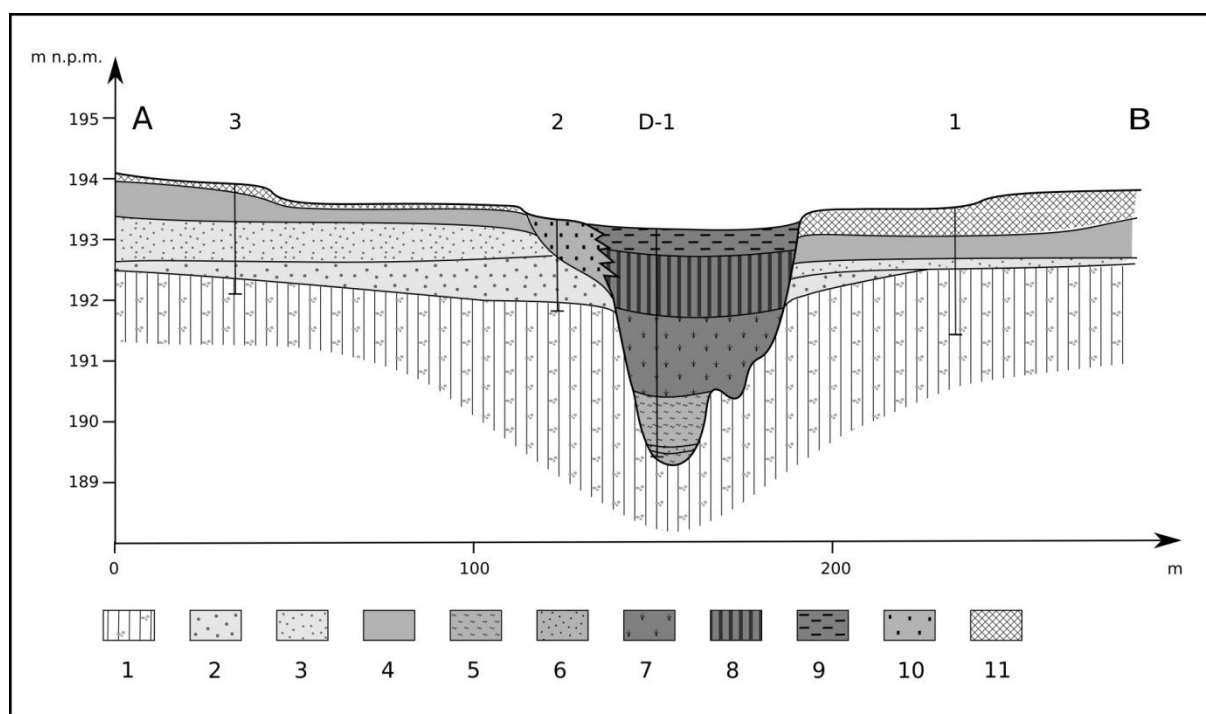
Osady mineralne pobrane z wierceń sondą ręczną zostały poddane badaniom:

- uziarnienia – zastosowano metodę sitową do utworów piaszczystych i aerometryczną dla utworów drobnoziarnistych (Turski 1986), obliczono wskaźniki granulometryczne Folka i Warła (Mycielska-Dowgiałło 1995).

Wyniki badań terenowych i laboratoryjnych

Powierzchnię terenu w miejscowości Daleiszewice, na którym zlokalizowane są omawiane zagłębienia buduje glina zwałowa (Janiec 1988), jednak wykonane wiercenia ręczne wykazały, że w bezpośrednim otoczeniu analizowanych zagłębień strop subpowierzchniowego pokładu gliny położony jest na głębokości od 1 do 1,5 m (rys. 4). Ponad gliną zwałową znajduje się warstwa piasków gruboziarnistych o miąższości do 0,8 m oraz piasków średnioziarnistych do 0,5 m, przykrytych przez serię mułków – szarych na południowy zachód stanowiska DAL-1 (rys. 4) i stopniowo przechodzących w jasnobezowe, w kierunku północnym (Brzozowicz 2016a). W bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska DAL-2 na glinie zwałowej zalega warstwa piasków o ponad dwumetrowej miąższości, z kolei w przypadku zagłębień DAL-3 i 4 większą miąższość wykazuje seria mułków stanowiących tutaj warstwę powierzchniową (Brzozowicz 2016a).

W zagłębieniach, które mają mineralne dno, udokumentowane zostały mułki z domieszką piasku (o średnicy 4,23–5,89 phi), o bardzo złym wysortowaniu (od 1,90 do 2,28) i minimalnym udziale węgla wapnia – od 0,2 do 0,4% (Brzozowicz 2016a). W zagłębieniu DAL-1 osady bezpośredniego podłoża torfów stanowią beżowe mułki z niewielką domieszką piasku, które udało się udokumentować w profilu D-1 (rys. 5). Analiza uziarnienia potwierdza dominację frakcji mułkowych (średnia średnica wynosi 6,07 phi, zaś odchylenie standardowe 2,57), osad



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez stanowisko DAL-1 (wg Brzozowicz 2016a, zmieniony)

1 – glina zwałowa, 2 – piasek gruboziarnisty, 3 – piasek średnioziarnisty, 4 – mułek piaszczysty, 5 – mułek jeziorny z udziałem piasku, 6 – torf zielny silnie rozłożony, 7 – torf zielny o średnim stopniu rozkładu, 8 – torf zielny z dodatkiem mszystym, o wysokim stopniu rozkładu, 9 – torf silnie rozłożony z piaskiem, 10 – mułek zatorfiony, 11 – poziom akumulacyjny gleby

Geological cross-section of the DAL-1 site (after Brzozowicz 2016a, changed)

1 – till, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – sandy silt, 5 – lacustrine silt with sand, 6 – herbaceous peat, highly decomposed, 7 – herbaceous peat, medium decomposed, 8 – herbaceous peat with mosses, highly decomposed, 9 – highly decomposed peat with sand, 10 – peaty silt, 11 – topsoil

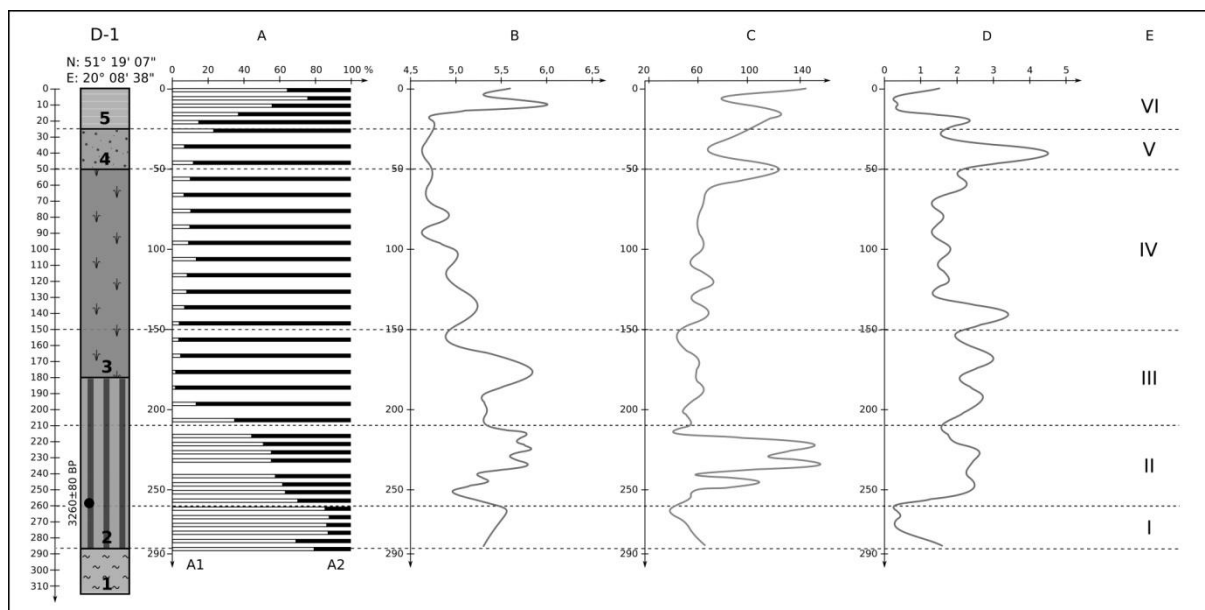
zawiera nieznaczny udział węglanów (0,35%), zaś zawartość materii organicznej uzyskanej w wyniku spalania wynosi 2,23–2,48%. Sondowania miąższości wypełnienia misy zapadliska DAL-1 wykazały, że w części centralnej miąższość utworów biogenicznych dochodzi do 3 metrów, zaś w brzeżnych gwałtownie maleje (rys. 4), co wskazuje na znaczną pierwotną głębokość (mułki udokumentowano do niemal 4 m) i stosunkowo strome zbocza zagłębienia. Przy niewielkiej średnicy, jego kopalne zbocza zachowały dużą stromość.

W profilu D-1 na beżowych mułkach leży spągowa warstwa torfu, który cechuje się brunatną barwą, wysokim stopniem rozkładu i wyraźną domieszką części mineralnych, a zachowane fragmenty roślin pozwalają na stwierdzenie, że jest to torf zielny. Zalega na głębokości 287–180 cm. Przykrywa go znajdująca się na głębokości 180–50 cm warstwa ciemnobrązowego torfu zielnego, trzcinowo-turzycowego, o średnim stopniu rozkładu, z rozproszonymi szczątkami mchów. Kolejną warstwę – od 50 do 25 cm – stanowi torf o brunatnej barwie, silnie rozłożony, o słabo wi-

docznym detrytusie zielnym. Stropowa seria wypełnienia to torf o bardzo wysokim stopniu rozkładu, przechodzący w mursz z udziałem drobno piasku i domieszek mułku.

Wykonane oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych wskazują na znaczne zróżnicowanie cech badanych próbek torfu, co wynika zapewne ze zmieniających się warunków siedliskowych na torfowisku. Na tej podstawie wyznaczono w profilu osadów rdzenia D-1 poziomy, które mogą odzwierciedlać etapy rozwoju torfowiska (rys. 5).

Pierwszy poziom wyróżniono w spągowej części warstwy torfu zielnego, o wysokim stopniu rozkładu (na głębokości od 287 do 260 cm). Udział substancji organicznej w ogólnej masie osadu jest niewielki, wynosi około 20% i jest nieco wyższy w spągu (rys. 5). Wskaźnik odczynu w spągowej próbce wynosi 5,3 i wzrasta nieco ku górnej granicy poziomu. Wskaźnik konduktywności w tym poziomie jest niski 39,7–67,7 μS , ale wykazuje tendencję odwrotną niż odczyn. Zawartość węglanu wapnia jest minimalna (0,6–0,3%) i również maleje ku stropowi. Pierwszy



Rys. 5. Wyniki pomiarów właściwości fizykochemicznych torfu z rdzenia D-1 (wg Brzozowicz 2016a, zmieniony)

litologia: 1 – mułek jeziorny z udziałem piasku, 2 – torf zielny silnie rozłożony, 3 – torf zielny o średnim stopniu rozkładu, 4 – torf zielny z dodatkiem mszystym, o wysokim stopniu rozkładu, 5 – torf silnie rozłożony z piaskiem

A – udział substancji organicznej, A1 – popielność osadu, A2 – straty na prażeniu, B – odczyn (pH), C – konduktywność, D – zawartość węglanu wapnia, E – etapy rozwoju torfowiska

The physico-chemical properties of peat from the core D-1 (after Brzozowicz 2016a, changed)

lithology: 1 – lacustrine silt with sand, 2 – herbaceous peat, highly decomposed, 3 – herbaceous peat, medium decomposed, 4 – herbaceous peat with mosses, highly decomposed, 5 – highly decomposed peat with sand

A – organic matter content, A1 – ash content, A2 – loss of ignition, B – reaction (pH), C – conductivity, D – calcium carbonate content, E – phases of peatbog development

poziom można utożsamiać z inicjalnym etapem rozwoju torfowiska, które wkroczyło na wilgotne i mineralne podłoże.

Drugi poziom (głębokość od 260 do 210 cm) charakteryzuje się dużą zmiennością wszystkich parametrów fizykochemicznych. Odczyn początkowo obniża się, a następnie rośnie do około 6,0. Z kolei konduktywność z niskich wartości w dolnej części poziomu silnie wzrasta do około 140 μ S, co daje najwyższą wartość w całym profilu, ale wzrost ten przerywany jest dwoma znacznymi spadkami (rys. 5). Udział substancji mineralnej wykazuje stały spadek, do około 40%, zaś zawartość węglanu wapnia jest wyższa niż w wyższym poziomie i dochodzi do 2%. Duża zmienność parametrów wynika z oddziaływania na to niewielkie torfowisko, którego powierzchnia znajdowała się około 3 m poniżej poziomu otaczającego terenu, różnych czynników zewnętrznych związanych z wielkością opadów i ich wpływem na tempo i sposób dostawy materiału mineralnego ze stromych zboczy. Próbkę osadu z dolnej części tego poziomu

(głębokość 261–255 cm) została poddana datowaniu radiowęglowemu metodą scyntylicyjną. Uzyskany wynik 3260 \pm 80 BP (MKL-2888), po kalibracji mieści się w przedziale 3570–3400 lat BP (przy prawdopodobieństwie 68,2%), co koreluje się ze środkową częścią okresu subborealnego (Starkel i in. 2013).

W kolejnym, trzecim, poziomie (głębokość 210–150 cm) nadal występują wahania odczynu (od 5,0 do 5,8) i zawartości węglanu wapnia. Udziału substancji organicznej wzrasta i utrzymuje się na poziomie około 90%, dość stabilna jest także konduktywność osadu (średnio 55 mS). Tak znaczny spadek zawartości substancji mineralnych świadczy o drastycznym zmniejszeniu dostawy osadów mineralnych do środka torfowiska, co prawdopodobnie wiąże się z ustabilizowaniem przez roślinność krawędzi i stoków zagłębienia. W badanym profilu na głębokości 180 cm można postawić granicę między silnie rozłożonym torfem, a torfem zielnym o średnim stopniu rozkładu z udziałem szczątków mchów.

Czwarty poziom obejmuje metrowy odcinek profilu (150–50 cm), zbudowany z torfu zielnego z dodatkiem elementów mszystych, a jego górna granica pokrywa się ze zmianą osadu. Widoczne jest ustabilizowanie wartości wszystkich wskaźników fizykochemicznych, popielność osadu jest stosunkowo niska i wynosi generalnie poniżej 10%, odczyn spada do poziomu około 4,9, przewodność jest niska, a zawartość węglanów waha się między 1 a 2% (rys. 5).

Wyraźna zmiana zaznacza się na głębokości 50 cm, gdzie stwierdzono w profilu torf o bardzo silnym stopniu rozkładu. Laboratoryjnie wskaźniki ilustrują także zmianę przewodności, wzrostu udziału materii mineralnej oraz odsetka węglanu wapnia. Odcinek rdzenia między głębokością 50 a 25 cm ujęto więc w kolejny, piąty poziom.

Stropowy odcinek, od głębokości 25 cm do powierzchni torfowiska określono jako poziom szósty. Badany osad zawiera rozłożoną materię organiczną, mającą postać murszu z dużym, przekraczającym nawet 75%, udziałem materii mineralnej. Wartość odczynu w tym poziomie znacznie się waha, podobnie jak przewodność i udział węglanów. Poza całkowitym rozkładem materii torfowej, takie wartości wymienionych wskaźników świadczą o dużej zmienności parametrów siedliska, wywołanych zapewne gospodarczą działalnością w bezpośrednim otoczeniu zapadliska.

Dyskusja i wnioski

Zbiorniki bezodpływowe, w których gromadził się materiał organiczny i mineralny są bardzo ważnymi obiektami badań geologicznych i paleoekologicznych. Misy jezior oraz torfowiska stanowią swoiste archiwum zdarzeń dla ich środowiska przyrodniczego oraz otaczającego je obszaru (Tobolski 2000). Analiza osadów zagłębień krasowych okolic Paradyża poszerza informacje na temat mokradeł regionu łódzkiego i przyczynia się do poznania rozwoju paleogeograficznego analizowanego terenu.

Wiek i rozwój zapadlisk uzależniony jest od klimatycznych uwarunkowań procesów krasowych, a biogeniczne wypełnienie daje możliwość względnego określenia czasu ich aktywności. Szczepanek (1971) rozpoznał w okolicach Staszowa kilkadziesiąt form o zróżnicowanej powierzchni, od kilkunastu metrów kwadratowych do kilku hektarów, o głębokości sięgającej kilkunastu metrów. Wiele z nich wypełnionych

jest osadami jeziornymi i torfami. Zróżnicowany jest również wiek osadów, a więc czas powstania zagłębień. Udokumentowane zostały formy z wypełnieniem w spągu wieku allerödskiego, ale również zagłębienia z osadami subborealnymi czy subatlantyckimi, co świadczy o aktywności zjawisk krasowych w późnym vistulianie i całym holocenie. Także w obszarze Polesia i Wyżyny Lubelskiej akumulacja osadów biogenicznych w zagłębieniach krasowych rozpoczęła się w późnym vistulianie i trwała w holocenie, a w niektórych formach została zapoczątkowana w holocenie (Dobrowolski 2006; Dobrowolski i in. 2010). Nowak (1971, 1993) prezentuje morfologię licznych zagłębień krasu reprodukowanego, w których znajdują się zbiorniki wodne lub torfowiska. Nie wykonano jednak badań ich wypełnień, a to jak przyznaje Nowak (1993) nie pozwala mówić o wieku tych form krasowych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. W tej sytuacji znaczenie dla omawianego zagadnienia w tym regionie mają prace Kobojska (2004; Kobojski, Nalej 2008), który udokumentował osady jeziorne o miąższości około 70 cm, a ich wiek dzięki ekspertyzie palinologicznej określony został na czasy historyczne.

Badane wypełnienie misy torfowiska w Daleszewicach (DAL-1) pozwala przyjąć, że forma zapadliska po jego powstaniu, przez trudny do określenia czas, mogła funkcjonować jako zagłębienie chłonne o stromych krawędziach i morfologii zbliżonej do obecnych zagłębień DAL-3 czy DAL-4. Seria mułkowa zalegająca pod torfami jest nieco drobniejsza niż splukiwany do jego misy utwór mułkowy budujący bezpośrednie otoczenie formy. W analizowanym mułkowym wypełnieniu ponad 2% stanowią domieszki organiczne, podczas gdy w materiale źródłowym jest ich dziesięciokrotnie mniej. Świadczy to o splukiwaniu do zagłębienia także materiału pochodzącego z poziomu akumulacyjnego gleby i szczątków roślin z bezpośredniego otoczenia. Względne uszczelnienie misy zagłębienia stworzyło warunki do zabagnienia dna i wkroczenia roślinności torfotwórczej.

Pierwszy, spągowy poziom wyróżniony w profilu osadów biogenicznych można utożsamiać z inicjalnym etapem rozwoju torfowiska. Niska wartość przewodności, przy odczynie osadu zmierzającym do obojętnego mogą świadczyć o dużym udziale wód opadowych w zasileniu torfowiska, a wysoka wartość popielności wskazuje na dużą dostawę cząstek mineralnych, zapewne drogą splukiwania materiału ze stromych zboczy zapadliska. Tak znaczna dostawa

materiału mineralnego, nawet przy braku zasilania gruntowego, uniemożliwia rozwój zbiorowisk typowych dla torfowiska wysokiego czy przejściowego. Wysoki stopień rozkładu wskazuje na niestabilne warunki wodne, a nawet okresowy deficyt wody. Chociaż datowaniu poddano próbkę z górnej części poziomu pierwszego, a nie z jego spągu (rys. 5), można jednak założyć szybkie tempo narastania osadów tego poziomu i zabagnienie misy lokować w okresie subborealnym. Takie określenie wieku początku wypełnienia biogenicznego nie może być jednak utożsamiane z wiekiem powstania badanej formy krasowej, ponieważ trudno wnioskować o czasie, jaki upłynął od tego zdarzenia do uszczelnienia i zatorfienia misy.

Drugi etap rozwoju torfowiska cechował się zmiennością warunków siedliskowych, które mają odbicie w chwiejności wskaźników fizykochemicznych (poziom II, rys. 5). Na podstawie zaobserwowanych zmian można wnioskować, że w pierwszej części tego etapu ważny był udział zasilania opadowego (lekką kwaśny odczyn – poniżej 5,5), przy zwiększaniu masy substancji organicznej do ok. 30–40%, ale nadal dużej dostawie materiału mineralnego, pochodzącego z modelowanych przez procesy stokowe krawędzi zagłębienia. Procesy te prowadziły do zwiększenia udziału zasilania topogenicznego, a rozwijająca się pokrywa roślinna powodowała spowolnienie spływu wód opadowych do zagłębienia. Znajduje to potwierdzenie w zobojętnieniu odczynu osadu (pH 5,5–6,0) oraz ustabilizowaniu przyrostu substancji organicznej (około 45%). Obiekt był torfowiskiem niskim (Żurek 1987; Tobolski 2000), zaś wysoki stopień rozkładu ma charakter pierwotny i wynika z wahań poziomu wody, powodujących przesuszanie powierzchniowej warstwy i rozkład torfu.

Kolejne etapy rozwoju torfowiska w Dalešzowicach wskazują na stabilizację warunków środowiska, a znaczne zwiększenie udziału materii organicznej świadczy o zwartej pokrywie roślinnej w zlewni bezpośredniej i na zboczach zagłębienia. Wskazane powyżej wartości parametrów, jak i zmiana stopnia rozkładu i rodzaju torfu (poziom III, rys. 5) wynikają zapewne ze zmiany cech siedliska (Tobolski 2000) i pojawienia się tendencji w kierunku torfowiska przejściowego, z lepszymi i stabilnymi warunkami wilgotnościowymi, pozwalającymi na wytworzenie metrowej warstwy torfu o stosunkowo jednorodnym charakterze (poziom IV, rys. 5). Warunki klimatyczne środkowej części okresu subatlantyckiego uznano za sprzyjające rozwo-

jowi torfowisk w Polsce (Starkel i in. 2013) i być może z tym okresem można utożsamiać powstanie omawianej warstwy torfu.

Ostatnie etapy rozwoju torfowiska wiążą się ze zmianami litologii torfów i ich parametrów (poziom V i VI). Torf jest silnie rozłożony, a w poziomie przypowierzchniowym ma charakter murszu. Zmienność właściwości fizykochemicznych jest tu bardzo duża, wiązać ją należy z działalnością człowieka, ponieważ najbliższe otoczenie torfowiska wykorzystywane jest od średniowiecza przez rolnictwo. Wylesianie obszaru mogło doprowadzić do zwiększenia spływu powierzchniowego i spowodować początkowo poprawę warunków wodnych, ale też umożliwiło dostawę cząstek mineralnych i węgla wapnia, co z pewnością zmodyfikowało trofię siedliska, wymuszając zmianę w kierunku torfowiska niskiego (Tobolski 2000). Bardzo wysoki stopień rozkładu osadu uniemożliwia identyfikację szczątków roślinnych. Przypowierzchniowy poziom murszu jest efektem odwodnienia misy torfowiska, w celu zagospodarowania go jako pastwiska i terenu eksploatacji torfu. Duży udział materiału mineralnego świadczy o intensywnym rolniczym wykorzystaniu bezpośredniego otoczenia torfowiska.

Przedstawione wyniki badań jednego z torfowisk okolic Paradyża oraz towarzyszących mu zagłębień, jak też analiza podobnych form i ich wypełnień z obszaru pogranicza pasa wyżyn i nizin polskich pozwalają wskazać kilka ogólniejszych wniosków:

1. Analiza morfologii zagłębień oraz cechy osadów pobranych z wypełnień i ich najbliższego otoczenia, jak i budowa geologiczna podłoża mezozoicznego, potwierdziły krasową genezę zagłębień okolic Paradyża, które należy uznać za przykłady form krasu reprodukowanego.

2. Badane formy mają różne wypełnienie, w dwóch z nich udokumentowano torfy, ale tylko w jednym z zagłębień stan złoża pozwolił na uzyskanie rdzenia osadów biogenicznych.

3. Właściwości fizykochemiczne torfu pobranego z zagłębienia DAL-1 są zróżnicowane w profilu głębokościowym, co umożliwiło wskazanie kilku etapów rozwoju torfowiska: w początkowych kształtowało się siedlisko torfowiska i modelowane były zbocza jego misy, w kolejnych torfowisko rozwijało się w zmieniających warunkach wilgotnościowych okresu subborealnego i subatlantyckiego, w końcowych nastąpiło antropogeniczne przekształcenia otoczenia torfowiska i eksploatacja złoża.

4. Istnienie obok siebie zagłębień o różnej morfologii i wypełnieniu osadami, lub jego braku, wskazuje na prawdopodobieństwo różnego wieku powstawania zapadlisk, jak i możliwą współczesną aktywność krasową obszaru.

5. Torfowiska w zagłębieniach krasu reprodukowanego stanowią rzadko dotąd analizowaną w regionie łódzkim grupę mis zagłębień akumulacji osadów biogenicznych. Torfowisko w Daleszewicach jest obiektem młodym, neholoceńskim. Dalsze badania podobnych torfowisk w okolicach Paradyża pozwolą na sformułowanie szerszych wniosków o wieku zjawisk krasu reprodukowanego oraz sposobie wypełniania zapadlisk i dostarczą nowych danych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleoekologicznych obszaru.

Literatura

- Alexandrowicz S. 1999. Budowa Geologiczna. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 221-243.
- Brzozowicz D. 2016a. Geneza i rozwój małych zagłębień bezodpływowych na północ od Paradyża. Maszynopis pracy magisterskiej. Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki: 1-49.
- Brzozowicz D. 2016b. Stadia rozwoju zapadlisk krasowych w Daleszewicach koło Paradyża. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie* 5: 12-16.
- Dobrowolski R. 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS Lublin: 1-184.
- Dobrowolski R., Ziółek 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.
- Forysiak J. 2012. Zróżnicowanie morfogenetyczne mis torfowisk regionu łódzkiego. *Studia Limnologica et Telmatologica* 8: 7-17.
- Gilewska S. 1964. Fossil Karst in Poland. *Erdkunde* 18,2: 124-135.
- Gilewska S. 1999. Rzeźba. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 25-38.
- Głazek J. 1989. Paleokarst in Poland. W: P. Bosak (red.) *Paleokarst a Systematic and Regional Review*. Elsevier, Prague, Amsterdam: 77-105.
- Janiec J. 1988. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żarnów. PIG, Warszawa.
- Janiec J. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żarnów. PIG, Warszawa: 1-77.
- Klimaszewski M. 1994. Geomorfologia. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-279.
- Kobojek S. 2004. Osady zagłębień bezodpływowych na Wyżynie Wieluńskiej. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 181-195.
- Kobojek S., Nalej M. 2008. Formy krasu reprodukowanego w południowej części Wyżyny Wieluńskiej. *Landform Analysis* 9: 247-250.
- Liszkowski J. 1979. Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowych form krasu zakrytego w Polsce. *Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologii UW* 23: 155-168.
- Maruszczak H. 1966. Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (Typ krasu kredy piszącej). *Przegląd Geograficzny* 38(3): 339-370.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 29-105.
- Myślińska E. 1998. Laboratoryjne badania gruntów. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-278.
- Nowak W.A. 1971. Kras reprodukowany wschodniej części Wyżyny Częstochowskiej. *Folia Geographica, Series Geographica Physica* 5: 65-85.
- Nowak W.A. 1993. Skrasowienie podziemne wapieni i jego odzwierciedlenie w rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej w rejonie Częstochowy. *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej* 21: 9-157.
- Okupny D., Żurek S., Forysiak J. 2014. Analiza przestrzenna rozmieszczenia torfowisk regionu łódzkiego. *Studia Limnologica et Telmatologica* 8: 81-91.
- Pulina M. 1999. Kras, formy i procesy. Wyd. UŚ, Katowice: 1-375.
- Racinowski R. 1973. Badanie osadów pylastych, iltastych i gliniastych. W: E. Rühle (red.) *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol., Warszawa: 411-430.
- Różycki S. 1946. Przyczynki do znajomości krasu Polski. I. Kras opoczyński. *Przegląd Geograficzny* 20: 107-127.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21.
- Szczepanek K. 1971. Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Paleobotanica* 12(2): 63-140.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-507.

- Turski R. 1986. Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa:1-278.
- Walczowski A. 1964. Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B 19,2: 29-62
- Zieliński A. 2013. Rozwój jezior krasowych w Niece Połanieckiej. Wyd. UJK, Kielce: 1-186.
- Żurek S. 1987. Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna* 4: 1-84.

Summary

The karst subsidence sinkholes are landforms that frequently appear in the upland parts of Poland, especially in the border zones between uplands and lowlands. Their genesis and the characteristics of their fillings have been discussed in publications such as: Różycki (1946), Nowak (1971, 1993), Kobjek (2004).

Sinkholes develop as a result of the subsidence of rock formations susceptible to karst processes covered with a continuous layer of sediments invulnerable to said processes, frequently also characterised by poor permeability. The fact that the depressions oftentimes do not possess a permanent outflow makes their basins a perfect site for the functioning of water reservoirs or peatbogs.

The vicinity of Paradyż in the northern part of the Opoczno Hills is located in an area where upper Jurassic limestone is covered by a 20 metre layer of Pleistocene moraine till. Various formations ranging from fissures and corridors to karst funnels develop in the limestone, which has a limited resistance to dissolution by water. The most characteristic formation in the Paradyż region are subsidence sinkhole that may contain three types of filling (Figs 1, 2). These are mineral sediments, biogenic sediments, and water.

Four depressions have been selected for a thorough analysis, two of them were dry, partially filled with mineral matter, one was partially occupied by a water reservoir and peat, and one with a peatbog, filled almost entirely by biogenic sediments (Figs 3, 4).

The last of the selected depressions provided the source for the extraction of a peat core for laboratory study. The conducted lithological analysis of the sediments and their physico-chemical properties from the core D-1 revealed a high diversity of these sediments. This points to an observation that the environmental conditions of the development of the peat bog changed several times. The fluctuations of the studied parameters allowed to distinguish 6 levels corresponding to the phases of the development of the peatbog (Fig. 5). The first two levels represent the sediments with high non-organic material content but with a gradual increase of the organic part content for which the parameters suggested varied environmental conditions. These sediments were deposited in the Subboreal period. The following two levels contain herbaceous peat with varied stages of decomposition whose all assessed parameters suggest a higher environmental stability. Level V contains highly decomposed peat with stable ash content and pH, similarly to the previous level, however with varied conductivity and CaCO₃ content. The final sub-surface level is characterised by a highly varied values of all study parameters and an increase in the non-organic matter content.

The carried out work suggests that the documented depressions represent different stages of landform development and the depressions with mineral matter in the bottom are likely young. The depressions with biogenic sediments are older and the properties of the peat documented in the DAL-1 object suggest the stabilisation of karst processes in its immediate proximity.

ZNACZENIE TORFOWISK DLA WNIOSKOWANIA O REAKTYWACJI ZMARZLINY W MŁODSZYM DRYASIE

Significance of peatlands for the reactivation of permafrost in the Younger Dryas

DANUTA DZIEDUSZYŃSKA*, JOANNA PETERA-ZGANIACZ*

Zarys treści. Artykuł prezentuje dane geologiczne zachowane w osadach rozległego torfowiska, które rozwinęło się w późnym wistulianie w dnie doliny środkowej Warty. W spągu osadów organiczno-mineralnych, datowanych metodą radiowęglową na schyłek allerödu i młodszego dryasu, powszechnie wykształciły się struktury deformacyjne reprezentowane przez inwolucje oraz pojedyncze struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, których cechy dają podstawy do twierdzenia o reaktywacji permafrostu. Powrót zmarzliny, na skutek ochłodzenia w młodszym dryasie, był uwarunkowany nie tylko termicznie, ale także w znacznym stopniu litologicznie, o czym zdecydowały różnice w przewodności cieplnej torfu zależne od temperatury i stopnia nawodnienia osadu. Dopuszczane do podłoża niskie temperatury w zimie oraz izolacja od wpływu wysokich temperatur w lecie skutkowało głębszym zamarzaniem w zimie niż odmarzaniem w lecie. Opierając się na prawidłowościach ewolucji środowiska przyrodniczego regionu łódzkiego, wskazano potencjalne miejsca reaktywacji permafrostu, co pozwala na wnioskowanie o rozmieszczeniu stref nieciągłej zmarzliny w młodszym dryasie.

Słowa kluczowe: torf, uwarunkowania litologiczne, inwolucje, nieciągła zmarzlina, region łódzki

Abstract. The article presents geological records preserved in deposits of the extensive peatbog developed in the Late Vistulian in the valley floor of the middle Warta River. At the bottom of the organic-mineral series, radiocarbon dated at the Alleröd decline and the Younger Dryas, deformation structures commonly were formed, represented by involutions and some frost fissures which characteristics provide basis to infer the permafrost reactivation. In the study area, the return of permafrost in response to the Younger Dryas cooling was determined not only thermally but to a large extent lithologically, controlled by differences in thermal conductivity of peat, depending on temperature conditions and material saturation. The cold easily penetrating deep during winters and insulation from heat during summers result in a deeper freezing in winters than thawing in summers. Based on the regularities of the evolution of the natural environment of the Łódź Region potential localities of permafrost reactivation were indicated, which allow to conclude about distribution of discontinuous permafrost during the Younger Dryas.

Key words: peat, lithological conditions, involutions, discontinuous permafrost, Łódź Region

Wprowadzenie

Torfowiska są od lat cennym źródłem pozyskiwania materiałów do badań geologicznych i paleoekologicznych (np. Berglund 1986; Tobolski 2000). Osady biogeniczne zdeponowane i zakonserwowane w zbiornikach pozwalają na przeprowadzanie wieloskaźnikowych badań i zbieranie informacji na temat klimatu, roślinności i działalności człowieka w przeszłości. Warstwy torfowe pełnią ponadto rolę izolatora termicznego, czego rzeźbotwórczym wyrazem jest powstawanie w strefach zmarzliny nieciągłej pagórków palsa i wyniesionych w stosunku do otoczenia

rozległych równin torfowych (*peat plateaus*) (np. Zoltai 1972; Seppälä 1988).

W rozwoju paleogeograficznym Polski Środkowej okresem sprzyjającym powstawaniu torfowisk było m.in. późnowistuliańskie łagodnienie warunków środowiskowych, korzystne dla rozwoju roślinności i procesów akumulacji biogenicznej. Informacje o szybko zmieniającym się klimacie zachowane są w osadach biogenicznych torfowisk lub niewielkich i płytkich jezior (Forysiak 2012; Dzieduszyńska, Forysiak 2013, 2015). Torfowiska w ówczesnym środowisku kształtowały się w różnych sytuacjach morfologicznych (Forysiak 2012), między innymi w predyspono-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: danuta.dzieduszynska@geo.uni.lodz.pl, joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

wanych do ich powstawania dolinach rzecznych, podlegających podczas późnego vistulianu znacznym przekształceniom. Cykl narastania torfów w zbiornikach rozpoczynał się w okresie najstarszego dryasu lub nawet wcześniej. Po okresie akumulacji biogenicznej w böllingu i allerödzie ochłodzenie w młodszym dryasie mogło spowodować, w zależności od warunków lokalnych, spowolnienie lub zahamowanie procesu sedimentacji. Z punktu widzenia zagadnień prezentowanych w niniejszym artykule istotne było pojawienie się w krajobrazie znacznych powierzchni torfowych w późnym vistulianie.

Zagadnieniem szeroko dyskutowanym w literaturze jest skala ochłodzenia podczas młodszego dryasu oraz kierunki przekształcania środowiska, w tym aktywacja procesów morfogenetycznych uwarunkowanych m.in. obecnością lub brakiem wieloletniej zmarzliny. Generalnie przyjmuje się, że proces jej degradacji na obszarach ekstraglacialnych zakończył się w allerödzie (Böse 1995; Kozarski 1995; Goździk 1996). Zrekonstruowany oraz potwierdzony śladami po diagnostycznych formach i strukturach zasięg ciągłego występowania zmarzliny w młodszym dryasie, w północno-zachodniej i centralnej Europie, przebiega ~54°N (rys. 1A). Strefa nieciągłego permafrostu zawiera się w pasie pomiędzy 54° a 50°N (Isarin 1997; Isarin i in. 1998; Renssen i in. 2000), przy czym z obserwacji współczesnej strefy peryglacialnej wynika, że przebieg południowej granicy nieciągłej zmarzliny zależy nie tylko od kryterium termicznego, ale jest również warunkowany obecnością organicznego materiału torfowego (Washburn 1979; French 2007).

Cel i metody

Celem artykułu jest wykazanie przydatności torfowisk do rekonstrukcji takich cech środowiska naturalnego młodszego dryasu jak obecność przemarzniętego podłoża. Na przykładzie stanowiska Koźmin, a także w oparciu o rozpoznanie warunków paleośrodowiskowych młodszego dryasu w regionie łódzkim (Dzieduszyńska 2011) można zakładać, że pomimo braku jednoznacznych dowodów geologicznych wiązanych z dziedziną peryglacialną, przede wszystkim pseudomorfoz po klinach lodowych, istnieją podstawy do twierdzenia o reaktywacji permafrostu i funkcjonowaniu środowiska determinowanego jego obecnością. Występowanie analogicznych warunków paleogeograficznych w innych obsza-

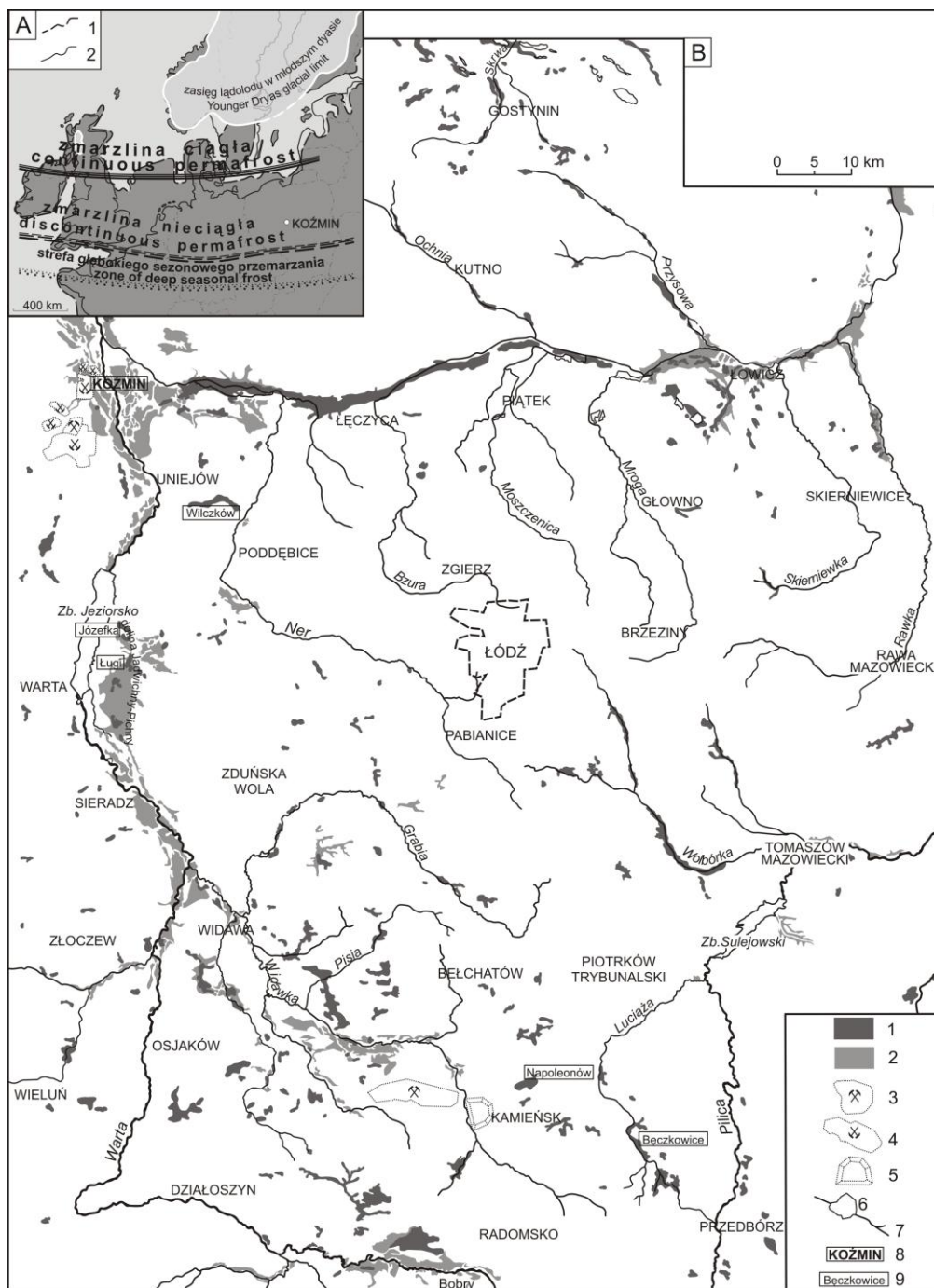
rach regionu łódzkiego upoważnia do podjęcia próby wskazania potencjalnych stref agradacji wieloletniej zmarzliny na skutek ochłodzenia w młodszym dryasie.

Do realizacji wyznaczonych celów zastosowano analizę geologiczną, paleogeomorfologiczną oraz sedimentologiczną służącą rozpoznaniu struktur deformacyjnych. Sytuację geologiczną i paleogeomorfologiczną badano w dwóch aspektach: rozpoznania profili osadów w stanowisku Koźmin oraz wskazania obszarów potencjalnej reaktywacji zmarzliny, bazując na analizie szkiców geomorfologicznych zamieszczonych w objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej w skali 1:50 000 oraz Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego w skali 1:200 000 (wg Turkowskiej 2006).

Obszar badań

Region łódzki położony jest w strefie staroglacjalnej, a jego granice zdefiniowała Turkowska (2006). W zasadniczych zarysach teren został ukształtowany podczas stadiału warty i przekształcony na skutek morfogenezy peryglacialnej w vistulianie. U schyłku ostatniego okresu glacialnego powierzchnię terenu kształtowały przede wszystkim procesy fluwialne i eoliczne oraz, w związku z łagodniejącymi warunkami klimatycznymi, w predysponowanych do tego miejscach, zachodziła akumulacja biogeniczna.

W północno-zachodniej części regionu łódzkiego znajduje się stanowisko szczegółowych badań – Koźmin, rozumiane w niniejszym artykule jako obszar obejmujący fragment terasy niskiej doliny Warty, wyznaczony strefą odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego PAK KWB „Adamów” (rys. 1B). Stanowisko ograniczone jest od północy i południa równoleżnikami: 52°6'22"N i 52°3'59"N oraz od zachodu i wschodu południkami 18°38'21"E i 18°40'59"E. Cechy geomorfologiczne tego obszaru było wielokrotnie szczegółowo charakteryzowane (Petera 2002; Forysiak 2005; Dzieduszyńska, Petera-Zganiacz 2012; Dzieduszyńska, Twardy 2014). Dla niniejszej pracy najistotniejszym elementem środowiska naturalnego jest obecność rozległej terasy niskiej, której szerokość osiąga prawie 10 km (rys. 1B) oraz powszechne występowanie na głębokości około 2,5 m serii osadów organiczno-mineralnych z udziałem torfu (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

A – na tle zasięgu wieloletniej zmarzliny w Europie podczas młodszego dryasu (wg Isarin 1997)

1 – zasięg lądu w młodszym dryasie, 2 – współczesny zasięg lądu

B – na tle wybranych elementów morfologicznych regionu łódzkiego

1 – torfowiska, 2 – terasy niskie, 3 – odkrywkowe kopalnie węgla brunatnego, eksploatowane, 4 – odkrywkowe kopalnie węgla brunatnego, rekultywowane, 5 – zwałowisko zewnętrzne KWB „Belchatów”, 6 – zbiorniki wodne,

7 – rzeki, 8 – badane stanowisko, 9 – torfowiska wymienione w tekście

Location of the study area

A – in relations to the permafrost extent in the Younger Dryas in Europe (after Isarin 1997)

1 – extent of land during the Younger Dryas, 2 – present-day extent of land

B – against some morphological features of the Łódź Region

1 – peatlands, 2 – low terrace; 3 – outcrops of brown coal, under exploitation, 4 – outcrops of brown coal, reclaimed, 5 – outer overburden dump of the Belchatów Lignite Mine, 6 – water bodies, 7 – rivers, 8 – investigated site,

9 – peatlands cited in the text

Materiały i wyniki

Cechy torfowiska z młodszego dryasu w stanowisku Koźmin

Obecność w badanym stanowisku rozległych odkrywek kopalnianych dała możliwość jednoznacznego stwierdzenia ciągłości serii organiczno-mineralnej z udziałem torfu obserwowanej wzdłuż kilkusetmetrowych ścian odkrywek w różnych intersekcjach. Ponadto występowanie tych osadów na obszarach wykraczających poza granice odkrywek zostało określone na podstawie danych z dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego i potwierdzone wierceniami ręcznymi. Seria osadów mineralno-organiczných z udziałem torfu zajmuje obszar o powierzchni przynajmniej 18 km² i pokrywa się z wydzieloną morfologicznie terasą niską (Turkowska i in. 2000; Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).

Szczegółowa dokumentacja osadów przeprowadzona została w kilkunastu profilach, z których trzy reprezentatywne zamieszczono na rys. 2. We wszystkich przypadkach seria organiczno-mineralna podścielona jest piaskami, które deponowane były w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej w górnym plenivistulianie (rys. 2). Miąższość tych osadów wzrasta od kilkudziesięciu centymetrów w dystalnej części doliny do ponad 20 m w pobliżu jej osi. Strop serii znajduje się na głębokości około 3 metrów pod powierzchnią terenu. Osadami przykrywającymi serię organiczno-mineralną są około 2,5-metrowej miąższości piaski i piaski z mułkami akumulowane na obszarach międzykorytowych rzeki *anabanching* ówczesnej Warty (Petera-Zganiacz i in. 2015), tworzące współczesną powierzchnię terenu (rys. 2).

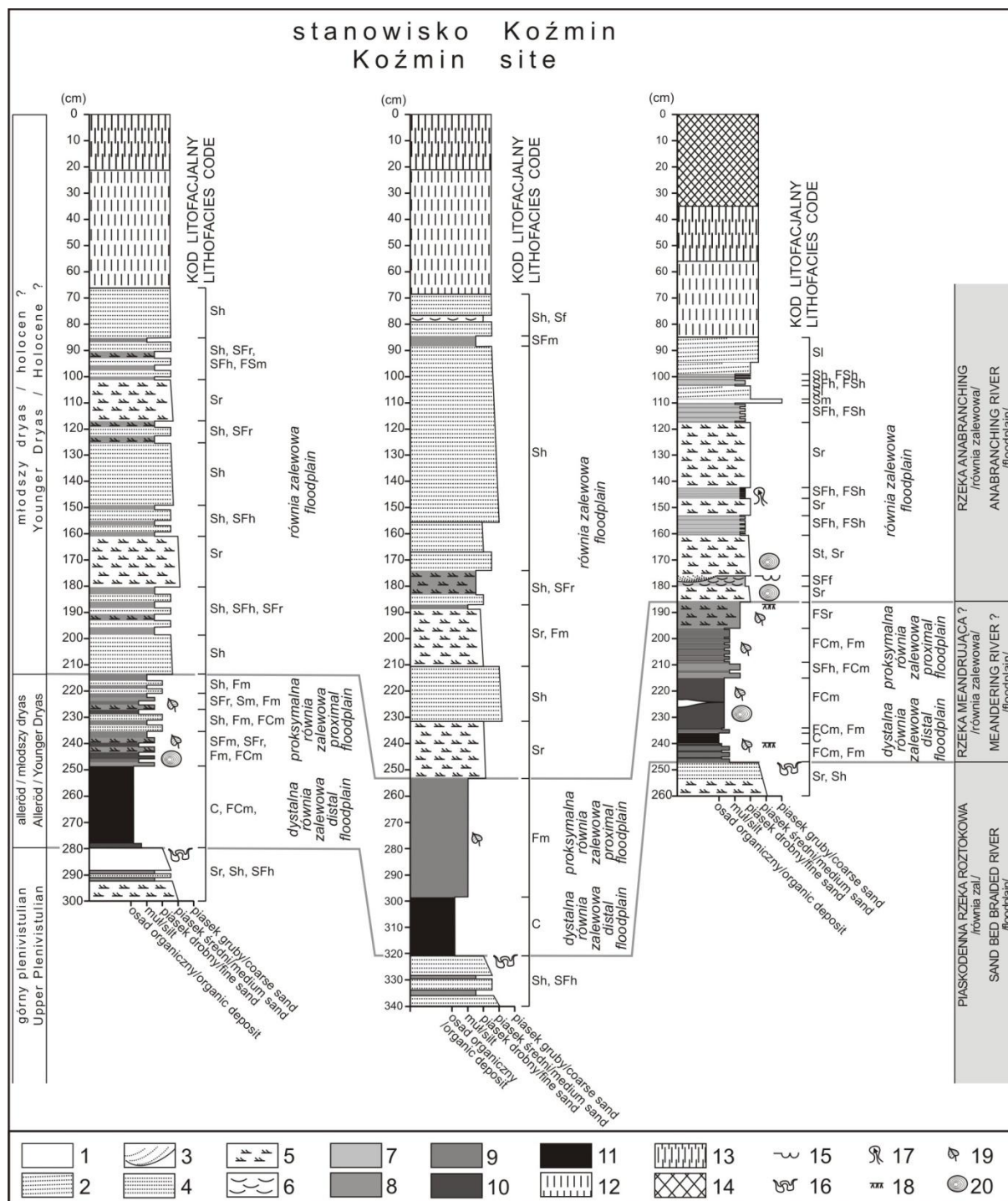
Na serię organiczno-mineralną składają się torfy, mułki organiczne, mułki oraz mułki organiczno-mineralne o miąższości od kilkunastu do około 50 cm. Strop tych osadów znajduje się na stałym poziomie, na głębokości około 2,5 m od współczesnej powierzchni terasy niskiej (rys. 2). Osady te powstawały w płytkim basenie na rozległej równi zalewowej. Początkowo następowała sedentacja torfów, która później została zastąpiona akumulacją mineralno-organiczną, częściowo z zawiesiny. W ostatnim etapie formowania serii dynamika środowiska depozycyjnego wzrosła, co wyrażone jest obecnością „prądowych” struktur sedymentacyjnych oraz zwiększonym udziałem materii mineralnej, prawdopodobnie w warunkach rzeki meandrującej. Na obszarze rozległego

stanowiska Koźmin w osadach organiczno-mineralnych stwierdzona została obecność *in situ* licznych fragmentów drzew wskazujących na istnienie lasu w młodszym dryasie (Dzieduszyńska i in. 2014).

Miąższość torfu w serii organiczno-mineralnej waha się od 6 do 30 cm. Osad ten występuje w postaci torfu silnie rozłożonego, choć udokumentowano również materiał w mniejszym stanie rozkładu. Obserwowana współczesna miąższość torfu jest niższa niż świeżo powstałego osadu, co jest wynikiem procesu konsolidacji. Na wielkość konsolidacji miał wpływ duży stopień porowatości i plastyczności osadu, co spowodowało, że pod obciążeniem serii piaszczystej i piaszczysto-mułkowej prawdopodobieństwo i skala osiadania były większe. Na konsolidację torfów miał także wpływ czas zalegania przykrywających je osadów, który w analizowanym przypadku wynosił przynajmniej 12 000 lat. Konsolidacja musiała być znaczna, o czym świadczy wyraźne spłaszczenie pni drzew zalegających w serii (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).

W obrazie paleobotanicznym istnienie torfowiska zaznaczyło się zwiększeniem frekwencji ziaren pyłku Cyperaceae oraz występowaniem w znacznie mniejszych ilościach Gramineae oraz roślin światłolubnych, takich jak *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae* oraz *Umbelliferae*. Wyniki analizy makroszczątkowej wskazują na znaczny udział roślin torfowiskowych: różnych gatunków turzyc, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre* oraz *Viola palustris*. W obrębie torfowiska funkcjonowały zbiorowiska sosny z niewielkim udziałem brzoź (Turkowska i in. 2000; Petera 2002; Stachowicz-Rybka, Korzeń 2014).

Wiek osadów serii organiczno-mineralnej jest określony metodą ¹⁴C na schyłek allerödu i młodszy dryas. Datowane były osady organiczne, fragmenty drzew i wybrane makroszczątki roślinne. Wskaźniki wieku mieszczą się pomiędzy 11 850±80 BP (MKL 256) a 9780±110 BP (MKL 1077), co odpowiada przedziałowi między 13 880–13 450 cal BP a 11 600–10 777 cal BP (przy prawdopodobieństwie 95,4%), przy czym rozwój torfowiska *sensu stricto* przypadał na okres wyznaczony datowaniami 10 710±60 BP (Poz 50358) i 10 430±80 BP (Poz 50360), czyli pomiędzy 12 744–12 547 cal BP a 12 566–12 067 cal BP (Dzieduszyńska i in. 2014; Dzieduszyńska, Twardy 2014; Stachowicz-Rybka, Korzeń 2014).



Rys. 2. Sytuacja litologiczna serii organiczno-mineralnej i torfów w stanowisku Koźmin

1 – struktura masywna, 2 – warstwowanie niskokątowe, 3 – warstwowanie rynnowe, 4 – laminacja horzontalna, 5 – laminacja riplemarkowa, 6 – laminacja smużysta, 7 – piaski z mułkami, 8 – mułki piaszczyste, 9 – mułki, 10 – mułki organiczne, 11 – torfy, 12 – osad o zatartej strukturze przez procesy glebowe, 13 – humus, 14 – hałda, 15 – lokalna powierzchnia erozyjna, 16 – inwolucje, 17 – struktury ucieczkowe, 18 – ślady procesów glebowych, 19 – makroszczątki, 20 – szczątki drzew

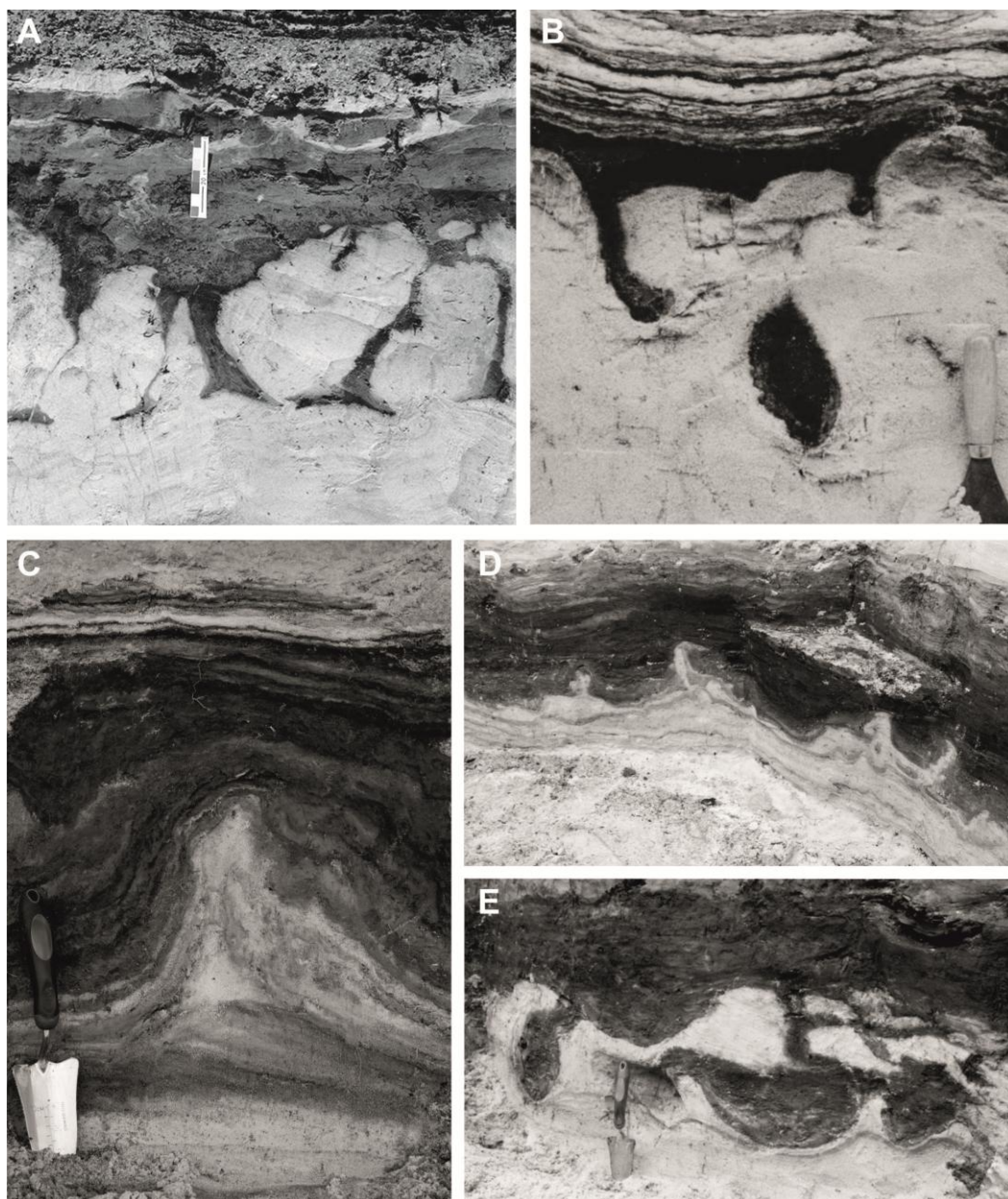
Lithological setting of the organic-mineral series and peat at the Koźmin site

1 – massive structure, 2 – low-angle stratification, 3 – trough stratification, 4 – horizontal lamination, 5 – ripple lamination, 6 – flaser lamination, 7 – sand with silt, 8 – silty sand, 9 – silt, 10 – organic silt, 11 – peat, 12 – structureless deposit transformed by soil processes, 13 – humus, 14 – dump, 15 – local erosional surface, 16 – involutions, 17 – water escape structures, 18 – soil horizon, 19 – fine plant remains, 20 – tree remains

Struktury deformacyjne i ich wymowa paleogeograficzna

Na powierzchni granicznej między serią piaszczystą na dole a serią organiczno-mineralną na górze występują struktury deformacyjne reprezentowane przez inwolucje (fot. 1), które są zjawiskiem powszechnym na obszarze w analizowanym terenie doliny rzecznej oraz nieliczne

struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, wykształcone od poziomu osadów organiczno-mineralnych. Inwolucje odznaczają się różnym stopniem rozwoju – od inicjalnych po dobrze wykształcone deformacje dojrzałe, a rozpatrując ich współczesną formę, można podzielić je na względnie regularne (fot. 1A, B, C, D) i nieregularne (fot. 1E).



fot. H. Klatkowa (A) i J. Petera-Zganiacz (B, C, D, E)

Fot. 1. Różne typy inwolucji w stanowisku Koźmin

A – struktury *flat-bottomed*, B – struktura kropłowa, C – struktura diapirowa, D – struktury płomieniowe,
E – struktury nieregularne

Types of involutions at the Koźmin site

A – flat-bottomed structures, B – drop structure, C – diapiroid structure, D – flame structures, E – irregular structures

Względnie regularne inwolucje występują w postaci: (1) struktur fałdowych tworzących sinusoidalne dość równomierne fałdy, (2) struktur *flat-bottomed* odznaczających się wyraźnymi spłaszczeniami w stopie struktur i wyznaczającymi wspólną dla tego typu struktur dolną granicę rozwoju (fot. 1A), (3) struktur kroplowych, które utraciły kontakt z górną warstwą macierzystą (fot. 1B), (4) diapiarów piaszczystych, wciśniętych w osady serii organiczno-mineralnej (fot. 1C), (5) struktur płomieniowych tworzących także rodzaj iniekcji, które występują pojedynczo lub grupowo (fot. 1D). Nieregularne struktury deformacyjne utworzyły się w miejscach, gdzie doszło do nagromadzenia znacznej ilości szczątków drzew, które jako duże i sztywne utrudniały procesy deformacyjne. Szczegółowo kwestie podziału struktur i ekstralokalnych przyczyn ich zróżnicowania przedstawiono w pracach Petery-Zganiacz (2016) oraz Petery-Zganiacz, Dzieduszyńskiej (w przygotowaniu).

Inwolucje osiągają zazwyczaj wymiary pionowe do 45 cm. Struktury fałdowe, które należy rozumieć jako inicjalne postacie inwolucji, mają wyraźnie mniejsze wartości. Odległość pozioma między poszczególnymi strukturami waha się od kilkunastu do około 30 cm a jej zróżnicowanie jest wyrazem intersekcji inwolucji tworzących układy poligonalne.

Ukształtowanie się inwolucyjnych struktur deformacyjnych w stanowisku Koźmin tłumaczone jest procesami, jakie mogły zachodzić przy obecności wieloletniej zmarzliny (Petery-Zganiacz 2016; Petery-Zganiacz, Dzieduszyńska w przygotowaniu). W takich warunkach, w cieplej części roku, na skutek silnego przesylenia wodą w warstwie czynnej dochodziło do grzęźnięcia osadów (Vandenbergh 1988). Innym procesem odpowiedzialnym za formowanie deformacji było działanie ciśnienia kriohydrostatycznego, powstającego między stropem permafrostu a rozwijającym się od powierzchni terenu ku dołowi frontem zamarzania (Vandenbergh 1988).

Potencjalne strefy reaktywacji zmarzliny w młodszym dryasie

Badania nad rozmieszczeniem torfowisk późnovistuliańskich, jako miejsc, w których potencjalnie mogła się reaktywować wieloletnia zmarzlina, nie mogą ograniczać się do obszarów występowania współczesnych torfowisk. Jak pokazuje przykład stanowiska Koźmin, ślady torfowiska z przelomu allerödu i młodszego dryasu są zamaskowane przez około dwumetrową pokrywę osadów mineralnych (rys. 2) budujących

obecnie górną część terasy niskiej doliny Warty. Powstaniu torfowiska sprzyjały warunki geomorfologiczne w postaci szerokiego dna dolinnego, na którym bez przeszkód mogła dokonywać się sedimentacja materiału organicznego.

W dolinie Warty, na odcinku między Bobrami na południu a Koźminem na północy, występuje jeszcze kilka obszarów odznaczających się podobną sytuacją geomorfologiczną, wyrażoną szeroką terasą niską. Pierwszy z nich rozciąga się kilkanaście kilometrów w dół rzeki od miejscowości Bobry, kolejny od ujścia Widawki do okolic Sieradza, następny znajduje się w tzw. dolinie Jadwichny-Pichny (rys. 1B), która wyznacza porzucony w plenivistulianie dawny przebieg doliny Warty. W obrębie doliny Jadwichny-Pichny, której dno morfologicznie nawiązuje do terasy niskiej doliny Warty znajdują się dwa dość duże torfowiska – Józefka oraz Ługi. W północnym odcinku doliny Warty, gdzie położone jest stanowisko Koźmin, terasa niska rozszerza się wyraźnie od okolic Uniejowa po ujście Neru, gdzie łączy się dolina Warty z pradoliną warszawsko-berlińską.

Terasy niskie o znacznej szerokości, które mogą sugerować obecność rozległych powierzchni zajętych w młodszym dryasie przez torfowiska, zwracają także uwagę w innych dolinach regionu łódzkiego: w dolinie Widawki w obrębie Kotliny Szczercowskiej, Neru na południe od Poddębic, Pilicy w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego czy Bzury od ujścia Mrogi w dół rzeki (rys. 1B).

Śladów nieciągłej wieloletniej zmarzliny z młodszego dryasu poszukiwać można również w obrębie równin torfowych funkcjonujących do czasów obecnych. Wyniki badań paleobotanicznych profili z wielu torfowisk wskazują wyraźnie, że historia sedimentacji torfów sięga późnego vistulianu (Forysiak 2012). Nie znany jest jednak ówczesny zasięg przestrzenny tych obiektów, ale nie można wykluczyć, że były wystarczająco duże, aby doszło pod nimi do odbudowy permafrostu w młodszym dryasie, np. torfowiska w Bęczkowicach, Napoleonowie, Wilczkowie czy też w pradolinie warszawsko-berlińskiej (rys. 1B).

Dyskusja

Geologiczne, geomorfologiczne oraz paleoekologiczne rozpoznanie warunków środowiskowych panujących w dnie dużej doliny rzecznej pod koniec późnego vistulianu, przedstawione w licznych pracach dotyczących stanowiska Koźmin (m.in. Turkowska i in. 2000; Petery

2002; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007; Dzieduszyńska, Petera-Zganiacz 2012; Dzieduszyńska i in. 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska w przygotowaniu), pozwoliło na postawienie wstępnej hipotezy dotyczącej reaktywacji zmarzliny, na skutek ochłodzenia w młodszym dryasie. Obecnością przemarzniętego podłoża wyjaśniana była zmiana stosunków wodnych w podłożu (Dzieduszyńska i in. 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015), która doprowadziła do znacznego osłabienia kondycji a następnie destrukcji drzewostanu sosnowego, którego szczątki są obecne w serii organiczno-mineralnej. Zahamowanie infiltracji ułatwiło szerokie rozlewanie się wód powodziowych w dnie doliny, wyrażone litologicznie serią mineralną zalegającą nad torfem, i przyczyniło się do zmian w układzie koryta Warty. Te pojedyncze przesłanki nie są wystarczające do wnioskowania o peryglacjalnych cechach środowiska młodszego dryasu. Jeżeli jednak połączone zostaną ze świadectwami geologicznymi, w postaci inwolucji i nielicznych pseudomorfoz po niewielkich szczelinach kontrakcji termicznej w spągu serii organiczno-mineralnej, to obecność permanentnie przemarzniętego gruntu można uznać za rozstrzygającą dyskusyjną kwestię paleośrodowiskowe.

Chociaż permafrost jest postrzegany jako efekt warunków klimatycznych, to szczególnie w przypadku zmarzliny nieciągłej, jego obecność jest uwarunkowana całokształtem biotycznych i abiotycznych cech ekosystemów (Shur, Jorgenson 2007). Aktualny stan wiedzy o determinantach reaktywacji zmarzliny wskazuje, że kluczowym – poza oczywistym czynnikiem klimatycznym – był czynnik litologiczny, czyli obecność ciągłej warstwy torfu w ówczesnym dnie doliny Warty. Wynika to z izolacyjnych właściwości tego materiału, który nawet jako warstwa o niewielkiej miąższości, stwarza szczególne warunki środowiskowe. Wartości przewodności cieplnej torfu różnią się w zależności od stopnia nawodnienia osadu i temperatury. Określone w warunkach laboratoryjnych (Kujala i in. 2008) przedstawiają się następująco: torf suchy 0,05 W/mK, torf z naturalną zawartością wilgoci 0,23–0,28 W/mK, torf zamrażony z naturalną zawartością wilgoci 0,43–0,67 W/mK, torf nawodniony 0,41–0,5 W/mK, torf nawodniony zamrażony 1,48–1,49 W/mK. Torf zmienia więc zdolność przewodnictwa cieplnego w zależności od wilgotności. W stanie zamrażonym jest lepszym przewodnikiem ciepła aniżeli w stanie mokrym – dopuszcza do podłoża niskie temperatury w zimie, a izoluje grunt od wpływu wysokich tempe-

ratur w lecie. Skutkiem tego jest głębsze zamrażanie podłoża zimą niż odmarzanie w lecie. Torf ochładza się szybko i głęboko, a ogrzewa wolno, co pozwala na rozwój zmarzliny nawet przy sezonowym mrozie (Washburn 1979). Takie właściwości torfu powodują, że współczesna dziedzina peryglacjalna sięga dalej na południe, niż wynika to z wskaźników termicznych, czego przykładem jest Kanada, na obszarze której zasięg nieciągłej zmarzliny pokrywa się z występowaniem rozległych torfowisk (Washburn 1979).

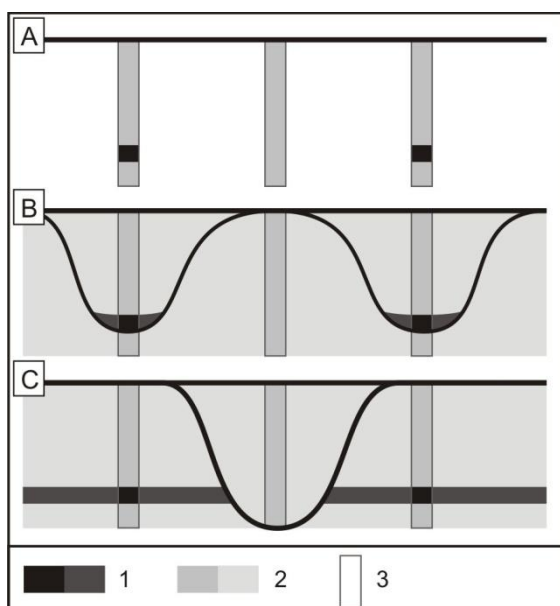
W regionie łódzkim późnovistuliańskie torfowiska kształtowały się dzięki procesom fluwialnym, eolicznym oraz termokrasowym i występują na wysoczyznach w misach o pochodzeniu glacialnym i eolicznym oraz w dolinach rzecznych, gdzie zajmują zagłębienia termokrasowe, starorzecza lub rozległe równiny aluwialne (Forysiak 2012). Torfowiska, które wykształciły się na równinach aluwialnych należą do największych, obejmując powierzchnie od około 0,2 km² do 3 km². Miąższość osadów torfowych korelowanych z późnym vistulianem w poszczególnych obiektach wynosi od 20 cm do 110 cm (rys. 1B; tab. 1). Torfowiska regionu łódzkiego budziły zainteresowanie głównie pod kątem pozyskiwania materiału do wielowskaźnikowych analiz paleoekologicznych (m.in. Forysiak 2012), dlatego nie ma danych o ich wymiarach w poszczególnych okresach późnego vistulianu. Bazując na sytuacji w stanowisku Koźmin oraz na wiedzy na temat środowiska u schyłku vistulianu, można przypuszczać, że obszary torfowiskowe były znaczne, często jednak ich ślady pozostają nierozpoznane. Dostępność długich ścian odsłoneń w różnych intersekcjach daje podstawę do twierdzenia, że pierwotnie seria osadów organiczno-mineralnych zawierająca warstwę torfu była ciągła i zajmowała powierzchnię co najmniej 18 km² (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014). Prawdopodobnym jest, że gdyby analogiczną sytuację osadów organicznych rozpoznawano na podstawie wierceń, to interpretowano by je jako serie biogeniczne wypełnień paleokoryt (rys. 3).

Rozpoznanie paleoekologiczne osadów torfowych z regionu łódzkiego dostarczyło jednoznacznych dowodów na przemiany środowiska pod wpływem gwałtownego ochłodzenia klimatu w młodszym dryasie. Oznaczenie warunków peryglacjalnych dla stanowiska Koźmin dopełniło obrazu tego okresu o dowody na przekształcenie elementów środowiska abiotycznego, które odbyło się w warunkach narastania, funkcjonowania a następnie degradacji wieloletniej zmarzliny.

Tabela 1

Wybrane parametry morfometryczne większych torfowisk regionu łódzkiego
Selected morphometric parameters of the major peatlands of the Łódź Region

Nazwa torfowiska Peatbog name	Powierzchnia współczesna (km ²) Present area (km ²)	Mięszkość torfu późnovistuliańskiego (cm) Thickness of Late Vistulian peat (cm)
Napoleonów	0,63	20
Bęczkowice	2,02	110
Wilczków	3,0	45
Ługi	0,28 + 0,2	45
Józefka	~0,22	60



Rys. 3. Alternatywne sposoby interpretacji przekrojów geologicznych

A. Sytuacja wyjściowa, B. Wariant I, C. Wariant II
1 – osady organiczne, 2 – piaski,
3 – profile wierceń geologicznych

Alternative ways of interpretation
of geological cross-sections

A. Initial situation, B. Variant I, C. Variant II
1 – organic deposit, 2 – sand,
3 – profiles of geological borings

Wnioski

1. Warunki geologiczne, w tym obecność szeroko rozprzestrzenionej warstwy osadów torfowych udokumentowanych w stanowisku Koźmin położonym w dolinie Warty, były determinantą reaktywacji wieloletniej zmarzliny w młodszym dryasie.

2. Kompilacja przesłanek geologicznych i geomorfologicznych pozwoliła na wnioskowanie o istnieniu stale przemarznętego podłoża, mimo braku bezpośrednich dowodów, takich jak pseudomorfozy po klinach lodowych czy ślady po pingo.

3. Wyznaczone potencjalne strefy reaktywacji zmarzliny pokrywają się z szerokimi dnami dolin z okresu młodszego dryasu, dnami pradolin czy martwymi odcinkami dolin, a więc z obszarami gdzie w późnym vistulianie mogły funkcjonować rozległe torfowiska, przy czym miąższość warstwy torfu prawdopodobnie odgrywała drugorzędne znaczenie.

4. Wskazana przez Isarina (1997) południowa granica nieciągłej zmarzliny w młodszym dryasie znajduje pełne potwierdzenie w wynikach przeprowadzonych badań.

Literatura

- Berglund B.E. 1986. Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Wiley, Chichester: 1-869.
- Böse M. 1995. Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International* 28: 123-125.
- Dzieduszyńska D. 2011. Ochłodzenie młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 98: 1-104.
- Dzieduszyńska D., Forsyśiak J. 2013. Sygnały zmian klimatycznych późnego vistulianu w archiwach biogenicznych region łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 37-48.
- Dzieduszyńska D., Forsyśiak J. 2015. Late Glacial organic sediments in palaeogeographical reconstructions (cases from the Łódź region). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 8: 47-57.

- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2012. Geologic position of the Younger Dryas subfossil forest in the Warta River Valley, central Poland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 84: 69-79.
- Dzieduszyńska D., Twardy J. 2014. Ogólna charakterystyka stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 11-21.
- Dzieduszyńska D.A., Kittel P., Petera-Zganiacz J., Brooks S.J., Korzeń K., Krąpiec M., Pawłowski D., Płaza D.K., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Twardy J. 2014. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324: 99-114.
- Forysiak J. 2005. Ewolucja doliny Warty między ujściem Widawki a ujściem Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.
- French H.M. 2007. The periglacial environment. John Willey & Sons: 1-458.
- Goździk J.S. 1996. A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 53-72.
- Isarin R.F.B. 1997. Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 313-333.
- Isarin R.F.B., Renssen H., Vandenberghe J. 1998. The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Sciences* 13: 447-453.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka →10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1: 1-82.
- Kujala K., Seppälä M., Holappa T. 2008. Physical properties of peat and palsa formation. *Cold regions Science and Technology* 52: 408-414.
- Petera J. 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia* 83: 1-174.
- Petera-Zganiacz J. 2016. Czynniki determinujące zróżnicowanie inwolucji późnovistuliańskich w północno-zachodniej części regionu łódzkiego. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 15: 35-44.
- Petera-Zganiacz J., Andrzejak K. 2014. Uwarunkowania rozprzestrzenienia serii organicznej zawierającej szczątki lasu z młodszego dryasu w Kotlinie Kolskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 39-51.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D. 2007. Wymowa paleogeograficzna horyzontu pni kopalnych w osadach późnego vistulianu. *Acta Geographica Lodziensia* 93: 57-66.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D. w przygotowaniu. Palaeogeographical value of the Younger Dryas periglacial structures.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events. A case study from the middle Warta River Valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Renssen H., Isarin R.F.B., Vandenberghe J., Lautenschlager M., Schlese U. 2000. Permafrost as critical factor in paleoclimate modeling: the Younger Dryas case in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 176: 1-5.
- Seppälä M. 1988. Palsas and related forms. W: M.J. Clark (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*. John Willey & Sons: 247-278.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. 2007. Patterns of the permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 7-19.
- Stachowicz-Rybka R., Korzeń K. 2014. Rozwój roślinności w późnym vistulianie oraz funkcjonowanie i zanik ekosystemu leśnego w stanowisku Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 53-63.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 1-508.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpi-ganowicz G. 2000. Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geographica Lodziensia* 78: 98-134.
- Vandenberghe J. 1988. Cryoturbations. In: M.J. Clark (red.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester: 179-198.
- Washburn A.L. 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Fletcher and Sons Ltd. Norwich: 1-406.
- Zoltai S.C. 1972. Palsas and peat plateaus in Central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Forest Research* 2: 291-302.

Summary

In Central Poland, the cycle of peat sedimentation in basins of biogenic sedimentation began in the Older Dryas or even slightly earlier. Thus, in the Late Vistulian landscape the peatlands could have been common. Some of them are still present on the surface, while the other ones are buried by the Holocene cover. The aim of the article is to prove the usefulness of peatbogs to reconstruction such features of the

Younger Dryas environment as the presence of permanently frozen ground.

The study was carried out for the profile of the extensive low terrace of the middle Warta River valley. The depositional succession of this terrace is composed of organic-mineral series with a peat admixture, followed by fine sand and silt series reaching the present-day (Fig. 2). The series rests on thick sandy deposits. Such a situation was registered in the area of at least 18 km². The organic-mineral series varies in thickness, from a maximum of 50 cm while in places being reduced to below 20 cm. The age of this deposit was determined using the radiocarbon method at the Alleröd decline and the Younger Dryas. At the boundary zone between the organic series and the underlying mineral deposits an abundance of deformation structures developed, represented by involutions (Photo 1) and some frost fissures. A few different type of involutions may be distinguished: fold structures creating sinusoidal undulations, flat-bottomed structures with distinct base at a constant depth (Photo 1A), drop structures which lost contact with the host series (Photo 1B), diapirs squeezed into sediments of the organic-mineral series (Photo 1C), flame-like structures developed by an injection of sandy and sandy-silty material which occur singly or in groups (Photo 1D). Irregular struc-

tures developed where the organic series contains assemblages of tree remains which constitute rigid elements complicating deformation processes. The authors proved that lithological conditions of the studied structures, were beneath the layer with an admixture of peat favorable for permafrost preservation. The presence of peat material provides the low thermal conductivity of unfrozen peat, prevents warming of substratum in summer, while a high thermal conductivity of the frozen peat promotes ground cooling in winter.

Therefore, beside a significant temperature drop during the Younger Dryas cooling, geological conditions determined the reactivation of the permafrost. Integration of the results of the present studies with environmental data from the previous investigations was used to define the periglacial origin of the disturbances, despite the lack of direct evidence such as ice-wedge or pingo ruins. Based on the recognition of the palaeogeographical conditions in the Łódź Region, the probable zones of the permafrost aggradation in that time were designated (Fig. 1B); they coincide with wide valley floors, pradolina bottoms and inactive valley sections, so in localities favorable to the development of peatbogs.

HOLOCENŃSKA HISTORIA ROŚLINNOŚCI SIEDLISK MOKRADŁOWYCH W DOLINACH RZECZNYCH DORZECZA GÓRNEJ ODRY

Holocene vegetation history of wetland habitats in the river valleys of the upper Odra River basin

KRZYSZTOF J. WÓJCICKI*, MAŁGORZATA NITA**

Zarys treści. Artykuł prezentuje wyniki badań nad postglacjalną ewolucją roślinności siedlisk podmokłych w dolinach rzecznych Kotliny Raciborskiej. Scharakteryzowano w nim trzy, uznane za reprezentatywne, profile osadów niewielkich torfowisk starorzecznych w dolinach Osobłogi, Kłodnicy i Rudy. Wyniki analizy pyłkowej i makroszczałków wskazują na podobne uwarunkowania rozwoju siedlisk a w konsekwencji podobną historię roślinności mokradłowej w badanych dolinach i pozwalają wyróżnić następujące etapy ich rozwoju: (1) od późnego vistulianu po schyłek okresu borealnego – w zbiornikach wodnych rozwój zbiorowisk szuwaru właściwego (rzadziej wielkoturzycowego) przy współdziałaniu roślin wodnych, zaś na siedliskach umiarkowanie wilgotnych – lasów łęgowych z udziałem wierzb i topoli; (2) okres atlantycki i subborealny – rozwój wielogatunkowych, klimaksowych lasów z dominacją olszy czarnej, w szczególności ols porzeczkowy na torfowiskach; (3) okres subatlantycki – w warunkach antropopresji rozwój nieleśnych zbiorowisk turzycowo-mszystych, początkowo ze związku *Magnocaricion*, ewoluujących w kierunku zbiorowisk kwaśnych młak niskoturzycowych ze związku *Caricion nigrae* na torfowiskach oraz ponowny rozwój lasów łęgowych na glebach aluwialnych.

Słowa kluczowe: torfowiska, helofity, analiza pyłkowa, analiza makroszczałków, równina aluwialna, Kotlina Raciborska

Abstract. The article presents the results of research on the post-glacial evolution of vegetation within wetland habitats in the river valleys of Racibórz Basin, southern Poland. Three sequences of deposits, representing small peatlands developed in the oxbow lakes of the Osobłoga, Kłodnica and Ruda Rivers, have been recognized. The results of pollen and macrofossil analyses indicate similar conditions for the development of habitats, and consequently a similar history of the wetland vegetation in the studied valleys. The following stages of vegetation changes can be distinguished: (1) from the Late Vistulian to the Late Boreal – the development of *Phragmition* (less frequently *Magnocaricion*) communities with the participation of aquatic plants in water bodies, whereas riparian forests with willows and poplars in moderately moist habitats; (2) the Atlantic and Sub-Boreal periods – multi-species, climax forests with the dominance of *Alnus glutinosa*, in particular communities of *Ribeso nigri-Alnetum* on swamps; (3) the Sub-Atlantic period – the expansion of non-forest, sedge-moss communities due to human impact, initially from the alliance *Magnocaricion*, evolving in acidophilic communities from the alliance *Caricion nigrae* on peatlands, whereas re-development of riparian forests on alluvial soils.

Key words: peatland, helophyte, pollen analysis, macrofossil analysis, alluvial plain, Racibórz Basin

Wprowadzenie

Doliny rzeczne mają istotne znaczenie przyrodnicze, gdyż charakteryzują się wysoką bioróżnorodnością nawiązującą do bogactwa siedlisk. W obrębie równin aluwialnych można spotkać szeroką gamę zbiorowisk o różnym stopniu antropogenicznego przekształcenia: fitocenozy o cechach naturalnych (lasy lub zarośla, szuwały,

łąki i murawy) oraz segetalne i ruderalne zbiorowiska synantropijne (Kowalska 2012). W dolinach rzecznych na szczególną uwagę zasługuje problematyka uwarunkowań rozwoju roślinności siedlisk mokradłowych. Zwłaszcza w strefie krajobrazów staroglacjalnych mogą one odgrywać ważną rolę, pełniąc funkcję korytarzy ekologicznych lub tak jak w południowej Polsce, tworząc odosobnione enklawy rozwoju zbiorowisk roślin wodnych i bagiennych.

* Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Rekonstrukcji Środowiska Geograficznego, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: krzysztof.wojcicki@us.edu.pl

** Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geologii Podstawowej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: malgorzata.nita@us.edu.pl

Z racji mozaikowości siedlisk odtworzenie historii roślinności w dolinach rzecznych wymaga – oprócz zastosowania analizy pyłkowej – również rekonstrukcji roślinności lokalnej. Niestety, badania torfoznawcze osadów dolinnych, w szczególności oparte na wynikach analizy szczątków makroskopowych są wciąż stosunkowo nieliczne. Większość tego typu opracowań powstała dla torfowisk dolinnych północnej i centralnej Polski. Na przykład w dystalnej strefie doliny Narwi zidentyfikowane zostały osady świadczące o rozwoju roślinności wodnej, następnie zbiorowisk zaroślowo-leśnych w typie łożowisk lub olsów, w końcu szuwarów turzycowych (Marek 1965; Żurek 1968, 1975). W sekwencjach osadów wypełniających starorzeczka Warty badania wykazały w pierwszym etapie rozwój hydrofitów zanurzonych, następnie zbiorowisk roślin o liściach pływających, a w najmłodszych fazach roślinności torfotwórczej, w szczególności zbiorowisk z udziałem turzyc i roślin łąkowych (Czerniak i in. 1981; Okuniewska, Tobolski 1981). W kształtowaniu torfowisk regionu łódzkiego stwierdzono znaczącą rolę zbiorowisk ze związku *Magnocaricion* (m.in. Forysiak i in. 2012). Na przykład, w torfowisku starorzecznym Kopanicha w dolinie Rawki występują osady środowiska wodnego i torfowiskowego z torfem drzewnym (olesowym), trzcinowo-turzycowym, turzycowym, mszysto-turzycowym i torfowcowo-turzycowym (Pawłowski i in. 2012; Forysiak i in. 2014). W stanowisku Borek w dolinie Proсны na gytii rozwinął się torf turzycowo-mszysty (Tomaszewska i in. 2012). Odnotowano tam jedynie krótki epizod dominacji lasów z udziałem wierzby i brzozy zarejestrowany w profilu Borek 2 (Kołodziejczyk 2013). W końcu wstępne wyniki badań w zlewni górnej Brynicy (Wyżyna Śląska) wskazują, że dominującą rolę torfotwórczą odgrywały tam szuwały turzycowe z udziałem mchów oraz zbiorowiska leśne z olszą czarną (Skreczko i in. 2015).

Celem badań referowanych w niniejszym artykule było odtworzenie holocenijskiej historii roślinności dla siedlisk podmokłych w dolinach rzecznych Kotliny Raciborskiej. Prace doprowadziły do ustalenia uwarunkowań oraz wieku przemian sukcesyjnych roślinności dla dotychczas słabo zbadanego pod tym względem obszaru dorzecza górnej Odry, gdzie mokradła zajmują niewielką powierzchnię, a w ich strukturze dominują niewielkie obiekty o genezie starorzecznej. Uzyskane wyniki stanowią przyczynek

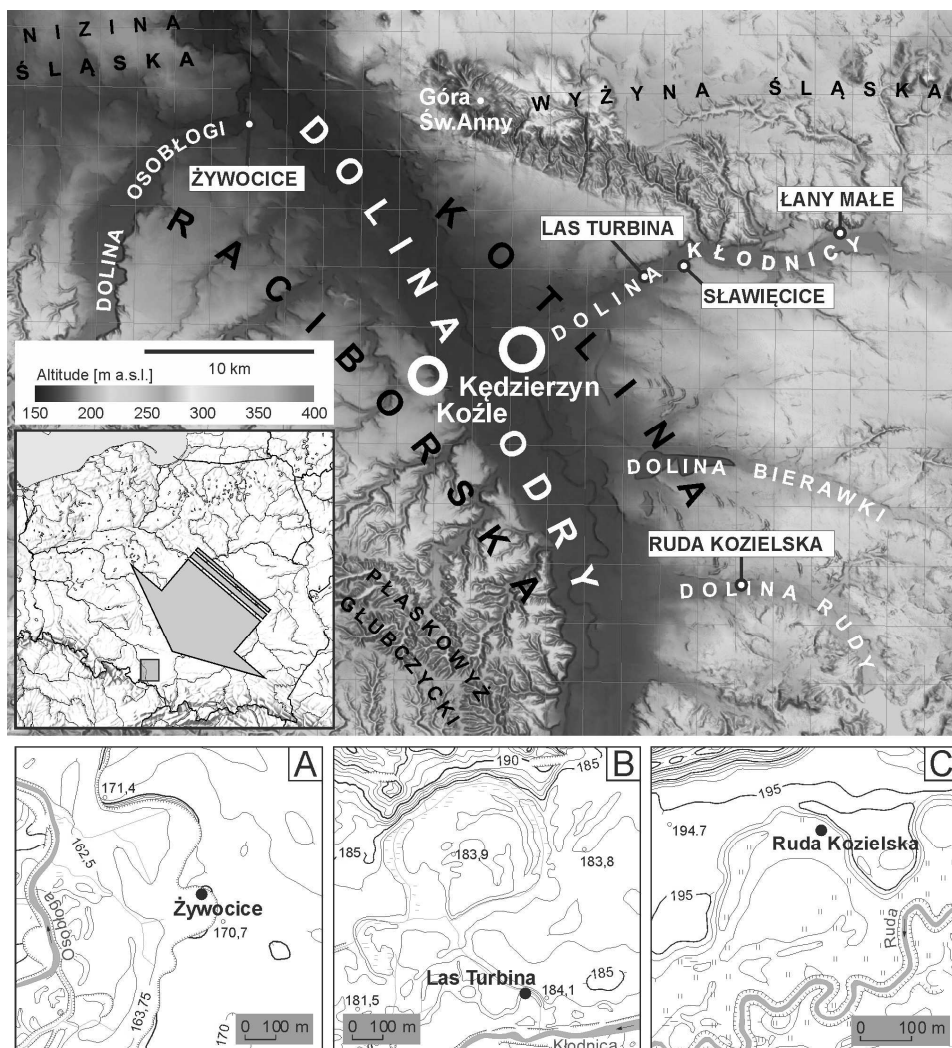
do lepszego zrozumienia paleoekologicznych uwarunkowań postglacjalnej ewolucji badanych dolin rzecznych (z uwzględnieniem roli człowieka w tych procesach) i zapewnienia skuteczniejszej ochrony tych cennych przyrodniczo siedlisk.

Teren badań

W Kotlinie Raciborskiej obszary podmokłe występują głównie w dolinach rzecznych. W dolinie Odry lub jej dopływów położonych jest 27 z 30 torfowisk ujętych w wykazie Systemu Informacji Przestrzennej o Mokradłach Polski (2006). W dorzeczu górnej Odry dominują małe torfowiska (do kilkunastu hektarów), powstałe w obniżeniach starorzeczy. Większość z nich charakteryzuje się soligenicznym typem zasilania, funkcjonując w strefie wysięku wód u podnóży krawędzi erozyjnych wielkopromiennych paleomeandrów (Wójcicki 2013). Również mokradła nietorfotwórcze w Kotlinie Raciborskiej są ściśle związane z dolinami rzecznyymi. Zajmują znaczące powierzchnie, w szczególności w dolinach Odry, Osobłogi i Białej, Straduni oraz w dolinach środkowej i górnej części zlewni Rudy, Kłodnicy i Bierawki. Mokradła te występują zarówno w przykorytowej, jak i dystalnej strefie den dolinnych (odpowiednio fluwiogeniczny i soligeniczny typ zasilania).

Referowane w niniejszym opracowaniu badania nad historią roślinności obszarów zabagnionych w dolinach rzecznych Kotliny Raciborskiej oparte zostały na analizie profili torfowych pochodzących z dolnych odcinków dolin dopływów górnej Odry (rys. 1). Bliższa charakterystyka geologiczna wytypowanych stanowisk zawarta została we wcześniejszych publikacjach (Wójcicki 1999, 2013).

Stanowisko Żywocice (50°27'11"N, 17°58'01"E) położone jest w dystalnej strefie dna doliny Osobłogi u podnóża wzniesionej na 6,5 m terasy plejstocenijskiej (rys. 1A). Torfowisko powstało w obniżeniu paleomeandra o promieniu krzywizny wynoszącym 65 m i szerokości około 16 m (Wójcicki 2013). Osady organiczne (straty prażenia 41,6–62,7%) zawierają przewarstwienia osadów powodziowych (Mz=7,08 phi; straty prażenia 9,4–32,4%). Podczas najmłodszego etapu rozwoju zostały przykryte przez piaszczyste osady stokowe (Mz=1,25 phi; straty prażenia 9,6%).



Rys. 1. Obszar badań. Położenie stanowisk Żywocice (1A), Las Turbina (1B) i Ruda Kozielska (1C) oraz stanowisk Łany Małe i Sławięcice omawianych w tekście

Study area. Location of the Żywocice site (1A), Las Turbina site (1B) and Ruda Kozielska site (1C) as well as the Łany Małe and Sławięcice sites discussed in the text

Stanowisko Las Turbina ($50^{\circ}22'16''N$, $18^{\circ}17'48''E$) zlokalizowane jest w obrębie systemu niewielkich zakoli Kłodnicy (promień krzywizny ok. 35 m i szerokość do 13 m), odciętego w młodszej części holocenu na skutek awulsji (rys. 1B). Rozpatrywany pas meandrowy położony jest w proksymalnej części równiny zalewowej, w odległości 120 m od współczesnego koryta, wznosząc się na około 2 metry ponad średnie stany wód Kłodnicy. Starorzecze wypełniają dwie serie osadów mineralno-organicznych (straty prażenia 18,3–49,3%), przedzielone warstwą piaszczystego mułku. Współcześnie, obniżenie omawianego paleokoryta nie jest zatorfione – osady biogeniczne pogrzebane są pod pokrywą utworów mineralnych (Wójcicki 2013).

Stanowisko Ruda Kozielska ($50^{\circ}12'32''N$, $18^{\circ}22'41''E$) położone jest w dolinie rzeki Rudy

u podnóży zwydmionej terasy plejstoceńskiej wznoszącej się na około 2,5 m ponad powierzchnię dna doliny (Wójcicki 1999). Torfowisko rozwinęło się w obniżeniu jednego z największych paleomeandrow w dolinie Rudy o promieniu krzywizny rzędu 120 m i szerokości dochodzącej do 30 m (rys. 1C). Starorzecze w Rudzie Kozielskiej wypełniają torfy (straty prażenia 41,0–75,1%) przedzielone warstwą utworów powodziowych ($Mz=6,67$ phi, zawartość frakcji pylastej 70–75%) ze szczątkami olszy i brzozy oraz korzonkami turzyc (straty prażenia 19,3–24,9%).

Dodatkowo w dyskusji wykorzystane zostały dane z wcześniej publikowanych diagramów pyłkowych ze stanowisk Łany Małe i Sławięcice w dolinie Kłodnicy (Nita, Wójcicki 2005).

Metody badań

Materiał do analiz paleobotanicznych został pobrany przy użyciu świdra typu Instorf w strefie największej miąższości osadów wypełniających wytypowane starorzecza. Do rekonstrukcji roślinności w skali regionalnej (w dolinach rzecznych) wykorzystano analizę pyłkową. Próbkę osadu o objętości 1 cm³ były macerowane z zastosowaniem HCl, KOH, ZnCl₂ i poddane acetolizie wg Erdtmanna (Faegri, Iversen 1989). Diagramy pyłkowe wykonano przy pomocy programu POLPAL (Walanus, Nalepka 1994). W stanowisku Żywocice z sumy podstawowej (AP+NAP) wyłączono Cyperaceae, a w stanowisku Ruda Kozielska Poaceae. Rekonstrukcja roślinności lokalnej na badanych torfowiskach została oparta na wynikach analizy szczątków makroskopowych. Szczątki wegetatywne analizowano z wykorzystaniem mikroskopu optycznego przy powiększeniach od 40x do 400x po uprzednim przemyciu próbek na sicie 0,2 mm. Dodatkowo, analizie poddano wyodrębnione z osadu znaleziska karpologiczne, co umożliwiło m.in. gatunkową identyfikację turzyc. Przy oznaczaniu szczątków organicznych korzystano z kluczy, materiałów ikonograficznych i fotografii zamieszczonych m.in. w publikacjach: Kac i in. (1965), Schweingruber (1990), Tobolski (2000) oraz Cappers i in. (2006).

Oznaczanie bezwzględnego wieku osadów zostało oparte na 13 datowaniach ¹⁴C, wykonanych w laboratoriach radiowęglowych w Kijowie, Gliwicach oraz Poznaniu. Standardowo oznaczono wiek całościowych próbek osadów z wykorzystaniem konwencjonalnej techniki pomiarowej. Dla próbki na głębokości 131–135 cm w profilu Las Turbina datowane były niezależnie dwie frakcje organiczne, czego efektem są dwie daty radiowęglowe. W przypadku próbki z profilu Ruda Kozielska (z głębokości 36–38 cm) datowaniu techniką AMS poddano zachowane w torfie nasiona, wśród których zidentyfikowane zostały pestki *Sambucus nigra*.

Wyniki

Dolina Osobłogi, stanowisko Żywocice

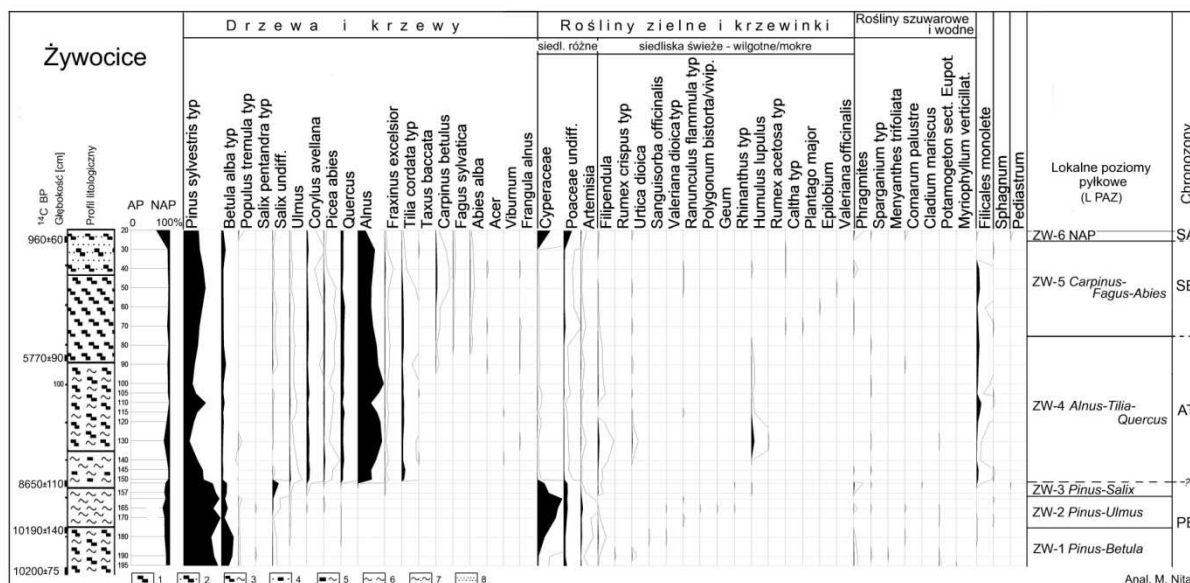
Wyniki analizy pyłkowej pozwoliły na wydzielenie 6 lokalnych poziomów pyłkowych (L PAZ). Przebieg krzywych pyłkowych sugeruje, że profil litologiczny stanowiska nie jest ciągły; brakuje osadów, które można by wiązać z okresem borealnym (rys. 2). Data radiowęglowa

8650±110 ¹⁴C BP (Ki-15886) nie jest zgodna z wynikami analizy pyłkowej prawdopodobnie dlatego, że pochodzi ze strefy kontaktu osadów, które zostały skorelowane z okresem preborealnym i atlantyckim (L PAZ ZW-3/ZW-4).

Spektra pyłkowe osadów z dolnej części profilu (L PAZ ZW-1-ZW-3) wskazują, że stanowisko było otoczone zwartymi lasami sosnowymi i sosnowo-brzozowymi, typowymi dla najstarszej części holocenu. Na siedliskach podmokłych mogły pojawiać się niewielkie płyty zbiorowisk wierzbowo-topolowych (*Salix pentandra* typ, *Salix undiff.*, *Populus tremula* typ) a w dolinie rzecznej zarośla wierzbowe (*Salix undiff.*). Wiąz, jeśli był obecny, występował nielicznie, ponieważ wartości jego pyłku osiągają maksymalnie 1%. Wysoki udział Cyperaceae (maks. 52%) jest związany z szuwarem turzycowym, rosnącym w strefie brzegowej zbiornika.

W okresie atlantyckim znaczny udział w kształtowaniu krajobrazu leśnego w sąsiedztwie stanowiska miały zbiorowiska olszowe, związane z siedliskami podmokłymi. Wartości pyłku *Alnus* są bardzo wysokie i przekraczają w niektórych próbach nawet 50% (L PAZ ZW-4). Lasy z udziałem olszy i niewielką domieszką jesionu były podobne do współczesnych olsów. W ich podszyciu rosła m.in. *Frangula alnus*, *Viburnum* i *Humulus lupulus*, a w warstwie runa m.in. *Filipendula* i *Urtica dioica*. W dolinie rzecznej mogły występować niewielkie płyty zbiorowisk zbliżonych do dzisiejszych łągów z udziałem *Alnus*, *Fraxinus* i *Ulmus*. Rozprzestrzenienie lasów olszowych uległo ograniczeniu dopiero w okresie subborealnym, a wyraźny spadek wartości pyłku *Alnus* (16%) jest notowany w okresie subatlantyckim.

Analiza składu szczątków makroskopowych w profilu Żywocice upoważnia do wyróżnienia pięciu etapów rozwoju roślinności (rys. 3). W najstarszych etapach, datowanych na wczesny holocen, w zbiorniku wodnym rozwijała się roślinność szuwaru właściwego. Początkowo (L MAZ ZW-1A) były to zbiorowiska zdominowane przez trzcinę pospolitą (w głębszych partiach mogły rozwijać się płyty oczeretu jeziornego). W kolejnym stadium sukcesyjnym (L MAZ ZW-1B), w związku z wypłyceciem zbiornika, przewagę zyskał szuwar skrzypowy. W zbiorowiskach szuwarowych (być może w nasuwających się na toń wodną fitocenozach mszysto-turzycowych) ważną rolę odgrywał bobrek trójlistkowy. Z mchów największe znaczenie miały sierpowiec bezpierscieniowy i sierpowiec moczarowy.

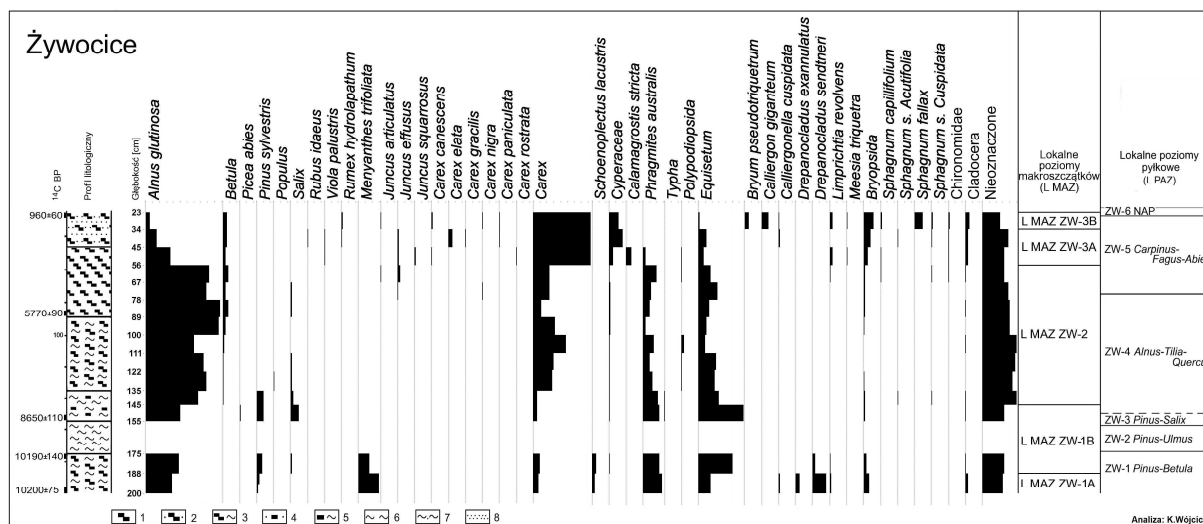


Rys. 2. Uproszczony diagram pyłkowy dla profilu Żywocice, dolina Osobłogi

1 – torf, 2 – torf zapiaszczony, 3 – torf zailony, 4 – piasek z substancją organiczną, 5 – mułek z substancją organiczną, 6 – mułek, 7 – mułek zapiaszczony, 8 – piasek

Simplified pollen diagram from core Żywocice, the Osobłoga River valley

1 – peat, 2 – sandy peat, 3 – muddy peat, 4 – sand rich in organic matter, 5 – mud rich in organic matter, 6 – mud, 7 – sandy mud, 8 – sand



Rys. 3. Diagram makroszczątków dla profilu Żywocice, dolina Osobłogi

oznaczenia litologiczne jak na rys. 2

Macrofossil diagram from core Żywocice, the Osobłoga River valley

lithological signatures as in Fig. 2

Z położonej w najbliższym sąsiedztwie wyższej terasy do zbiornika dostawały się szczątki sosny, natomiast drewno olszy ma charakter intruzywny. Następnym etapem rozwoju roślinności (L MAZ ZW-2) przypada na okres atlantycki i subborealny. Związany jest ze złądowaniem zbiornika, na co wskazuje wkrocze-

nie krzewów i drzew na tworzące się torfowisko. Początkowo mogły to być zbiorowiska z przewagą wierzby, ale ostatecznie torfowisko zostało opanowane przez las bagienny z dominacją olszy czarnej. Obecność m.in. szczątków maliny właściwej wskazuje, że była to jego żyźniejsza odmiana w postaci olsu porzeczkowego. W do-

linkach wciąż rozwijała się roślinność szuwarowa, ale rola trzciny i skrzypu spadła na rzecz turzyc. Obecne były paprocie cienkozarodniowe, najprawdopodobniej zachyłnik błotny. W zbiorowisku spadło natomiast znaczenie mszaków. Najmłodsze etapy rozwoju, datowane na okres subatlantycki holocenu, charakteryzują się ustąpieniem drzew z centralnej części torfowiska i rozwojem zbiorowisk turzycowo-mszystych m.in. z udziałem turzycy sztywnej i pospolitej, kilku gatunków situ, mchów właściwych (m.in. mokradłosz olbrzymi) i torfowców (L MAZ ZW-3A). O wzroście wilgotności siedliska świadczy ponowne pojawienie się bioindykatorów środowiska wodnego (m.in. Cladocera, Chironomidae). W najmłodszej fazie siedlisko uległo zakwaszeniu, na co wskazuje m.in. pojawienie się turzycy siwej i mchów, takich jak torfowiec odgięty (L MAZ ZW-3B).

Dolina Kłodnicy, stanowisko Las Turbina

Diagram pyłkowy został podzielony na dwa lokalne poziomy pyłkowe, skorelowane z młodszą częścią subboreału i okresem subatlantyckim na podstawie wyników analizy pyłkowej i datowań ^{14}C (rys. 4). Bardzo wysoki udział pyłku *Alnus* w młodszej części okresu subborealnego, przekraczający maksymalnie 60%, wskazuje na duże znaczenie lasów olszowych na siedliskach bagiennych w rejonie stanowiska. Niskie wartości pyłku *Fraxinus* (poniżej 1%) i *Ulmus* (maks. 1,5%) sugerują bardzo ograniczone rozprzestrzenienie w dolinie rzecznej zbiorowisk w typie łęgów. W osadach spągowej części profilu zaznacza się obecność pyłku roślin wodnych (*Myriophyllum verticillatum*, *M. spicatum*, *Potamogeton* sect. *Eupotamogeton*, *Ranunculus trichophyllus* typ) oraz włosków *Ceratophyllum*.

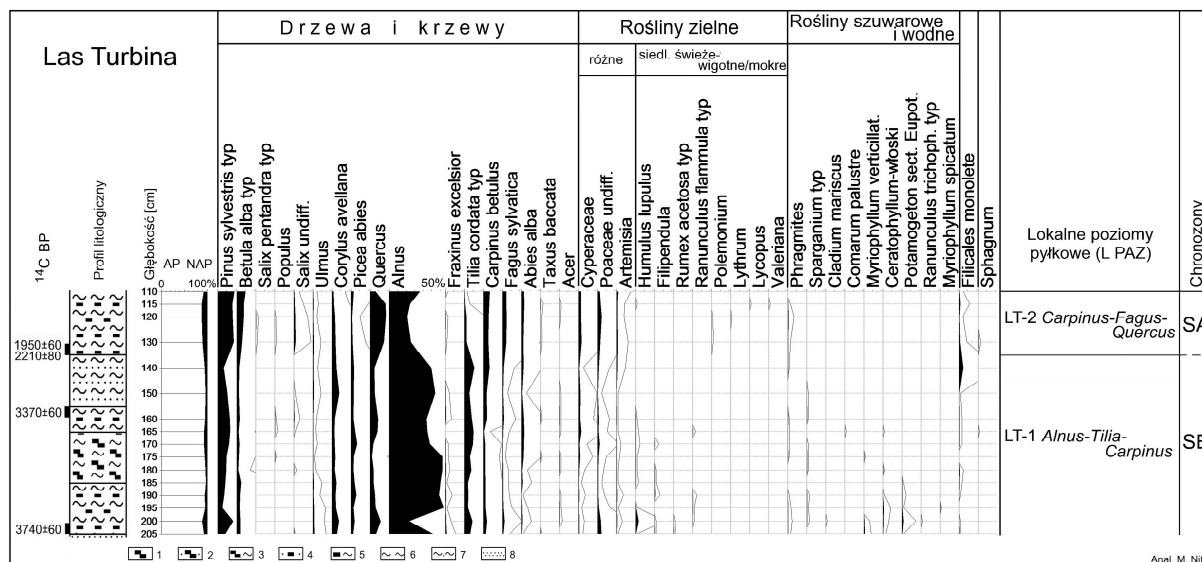
Utwory organiczne w profilu Las Turbina charakteryzują się stałą obecnością pozostałości wodnych stawonogów oraz rozdrobnionych szczątków liści z unerwieniem siatkowym wskazujących na rozwój lasu liściastego w ścisłym otoczeniu zbiornika (rys. 5). Wysoki udział form przetrwalnikowych (efipia) w stosunku do egzoskieletów wioślarek może świadczyć, że starorzecze miało charakter zbiornika astatycznego z wodami okresowo zanikającymi lub zamarzającymi zimą. Analiza zachowanych makroszczątków pozwala na wyróżnienie dwóch etapów rozwoju roślinności lokalnej. Osady na głębokości 155–205 cm (L MAZ LT-1), datowane na młodszą część okresu subborealnego, zdominowane są przez szczątki drewna. Obec-

ność orzeszków pokrzywy zwyczajnej oraz pestek maliny właściwej wskazuje na rozwój wielogatunkowego lasu bagiennego *Ribeso nigri-Alnetum* z dominacją olszy czarnej. W drzewostanie oprócz olszy pojawiały się wierzba, wiąz, brzoza, topola i prawdopodobnie jesion wyniosły. Dno dolinek zajęte było przez gatunki przechodzące z klasy *Phragmitetea* oraz *Scheuchzeria-Caricetea nigrae*, przede wszystkim turzycę, trzcinę pospolitą, paprocie cienkozarodniowe i mchy właściwe. Zidentyfikowane zostały m.in. szczątki charakterystycznego dla olsów fiołka błotnego, a wśród mchów – drabika drzewkowatego (*Climacium dendroides*). W młodszym etapie rozwoju roślinności (L MAZ LT-2), datowanym radiowęglowo na okres subatlantycki, daje się zaobserwować spadek udziału drzew na rzecz zbiorowisk turzycowych. W świetle uzyskanych wyników można stwierdzić, że rozwijał się mezotroficzny zespół turzycy sztywnej, której w układzie kępowo-dolinkowym mógł towarzyszyć sit rozpięrzchły oraz zajmujące wilgotniejsze obszary – trzcina pospolita, bobrek trójlistkowy oraz mchy torfowce.

Dolina Rudy, stanowisko Ruda Kozielska

Diagram pyłkowy został podzielony na 8 lokalnych poziomów pyłkowych (rys. 6). Spektrogramy pyłkowe pokazują, że poza dominującymi w najstarszej części holocenu zbiorowiskami sosnowo-brzozowymi, a później sosnowymi, w dolinach cieków wodnych mogły rosnąć różnego typu zarośla wierzbowe. Szczególnie wysoki udział pyłku *Salix* (*S. undiff.*) jest notowany w poziomie L PAZ RK-2 (26%). Na siedliskach aluwialnych mogły też występować niewielkie płaty lasów wierzbowo-topolowych (*Salix pentandra* typ, *Populus tremula* typ).

W osadach starszej części profilu (PB i BO) notowane są wysokie wartości Poaceae, przekraczające nawet 50%. Ich pyłek został wyłączony z sumy podstawowej (AP+NAP=100%), ponieważ w tej części holocenu mają wyłącznie znaczenie lokalne i najprawdopodobniej są związane ze zbiornikiem wodnym. Być może należą do *Phragmites australis* lub też reprezentują inne gatunki traw, które rosną na siedliskach podmokłych. Nie zostały oznaczone jako *Phragmites*, ponieważ ziarna pyłku miały średnicę około 30 μm , a cechą pozwalającą na takie oznaczenie jest 26 μm (np. Faegri, Iversen 1989). Podobny przypadek występowania wysokich wartości Poaceae został odnotowany w Sławięcicach (Nita, Wójcicki 2005).

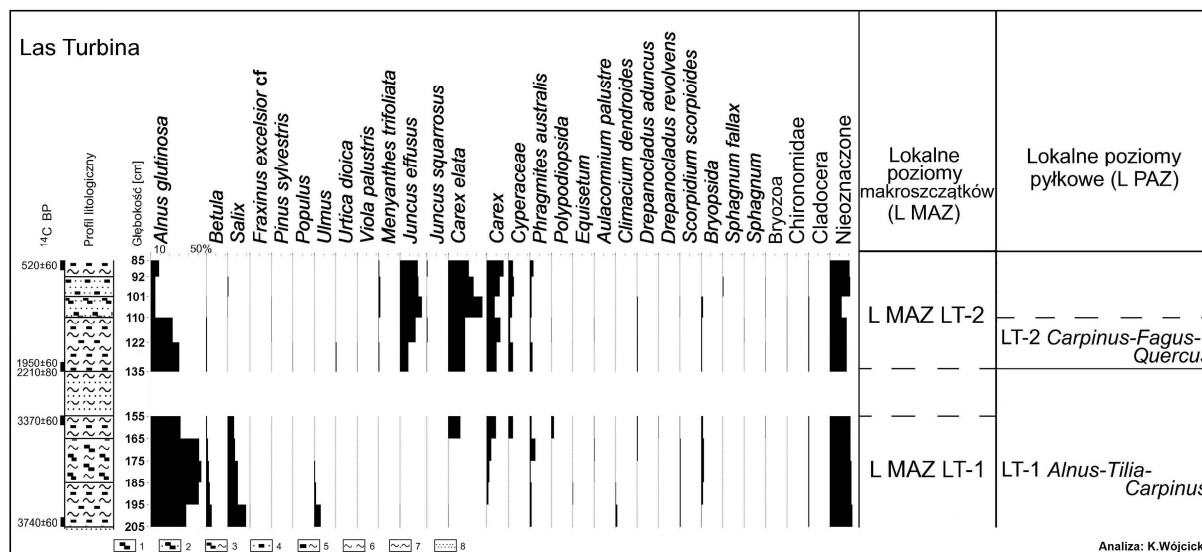


Rys. 4. Uproszczony diagram pyłkowy dla profilu Las Turbina, dolina Kłodnicy

oznaczenia litologiczne jak na rys. 2

Simplified pollen diagram from core Las Turbina, the Kłodnica River valley

lithological signatures as in Fig. 2



Rys. 5. Diagram makroszczałków dla profilu Las Turbina, dolina Kłodnicy

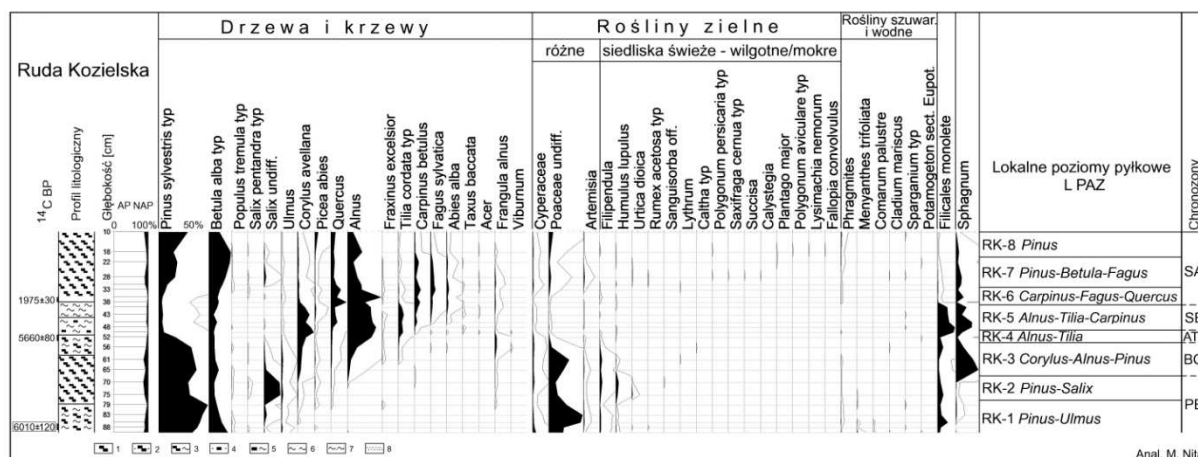
oznaczenia litologiczne jak na rys. 2

Macrofossil diagram from core Las Turbina, the Kłodnica River valley

lithological signatures as in Fig. 2

Radykalna zmiana krajobrazu leśnego w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska była związana z ekspansją olszy na siedliska podmokłe. W lasach olszowych rosła zapewne *Frangula alnus*, *Viburnum* i *Humulus lupulus*, a także *Filipendula*, *Urtica dioica* i *Caltha* (C. typ). Olsza mogła też wkraczać do nadrzecznych zbiorowisk w typie łągu wierzbowego, a także wraz z jesionem budować niewielkie płyty zbio-

rowisk jesionowo-olszowych z jednostką domieszką wiązu i klonu a później również świerka. Bardzo niskie wartości pyłku *Fraxinus* wskazują jednak na niewielkie znaczenie takich zbiorowisk w dolinie rzecznej. Ograniczenie występowania zbiorowisk olszowych nastąpiło dopiero w okresie subatlantyckim. Dla tego okresu wartości pyłku *Alnus* wahają się w przedziale 9–24%.

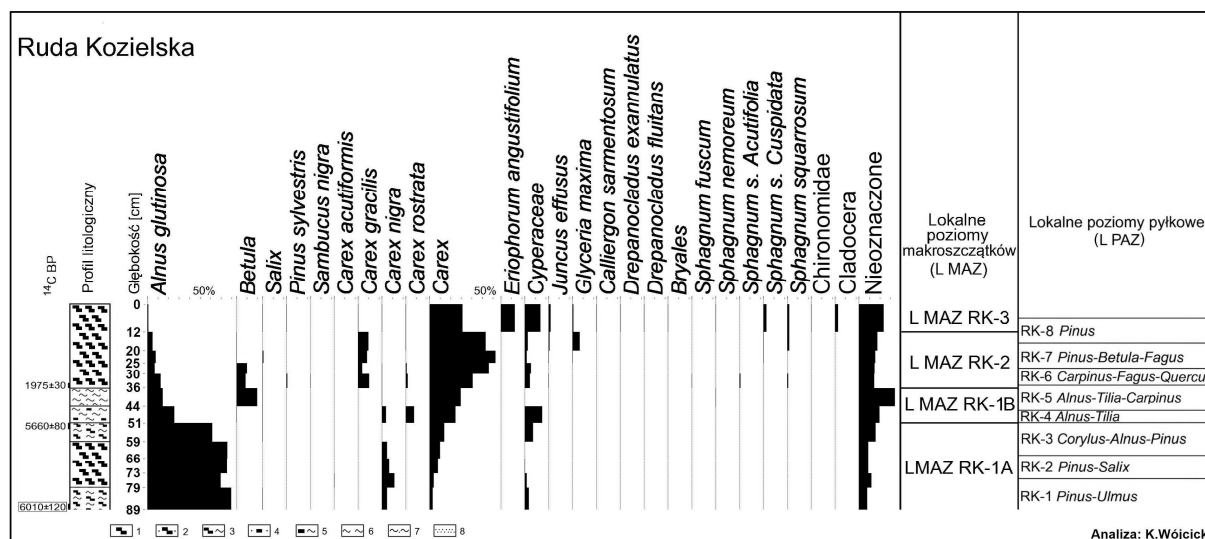


Rys. 6. Uproszczony diagram pyłkowy dla profilu Ruda Kozielska, dolina Rudy
oznaczenia litologiczne jak na rys. 2

Simplified pollen diagram from core Ruda Kozielska, the Ruda River valley
lithological signatures as in Fig. 2

Osady organiczne w profilu Ruda Kozielska cechują się zmiennym udziałem substancji humusowej. W warstwie przypowierzchniowej torf jest nierozłożony, lecz poniżej na głębokości 51–59 cm stopień rozkładu wzrasta i udział substancji amorficznej dochodzi do blisko 80% (horyzont murszeniowy). W odróżnieniu do opisanych wcześniej stanowisk wskazuje to na zaawansowane procesy degradacji torfu, które miały miejsce w środkowym holocenie. W efekcie nie przetrwały makrofosylia reprezentujące najstarszą fazę rozwoju zbiornika (w świetle danych pyłkowych jego zładowanie nastąpiło wskutek zarastania przez roślinność szuwarową). Na głębokości 51–89 cm (L MAZ RK-1A) zachowały się natomiast młodsze szczątki w formie drewna intruzywnego, odpowiedzialne za znaczące odmłodzenie wieku radiowęglowego próbki datowanej na 6010±120 ¹⁴C lat BP (Gd-10225). Dokumentują one rozwój na torfowisku lasu bagiennego z dominacją olszy czarnej (rys. 7). W skład zbiorowiska wchodziły wierzba oraz turzyce, m.in. z wykazującą szeroką amplitudę ekologiczną turzycą pospolitą. W świetle datowań radiowęglowych, zbiorowisko tego typu mogło funkcjonować w młodszej części okresu atlantyckiego. Taki wiek uzyskano dla próbek z drewnem korzeniowym olszy, które wniknęły w warstwy zmuszałego torfu. Data 5660±80 ¹⁴C lat BP (Ki-7161) prawdopodobnie nie jest już znacząco odmłodzona, gdyż w świetle analizy pyłkowej osady na głębokości 52 cm mogą pochodzić ze schyłku okresu atlantyckiego. Las bagienny w rejonie stanowiska mógł przetrwać do początków okresu subatlantyckiego, choć obfita obecność węgli drzewnych na głębokości 51–59 cm i w zdeponowanych powyżej osadach mułkowych

wskazuje na pożar w otoczeniu stanowiska. W efekcie odnotowano w warstwie powodziowej spadek udziału szczątków olszy na rzecz turzycowatych, a powyżej przejawy procesów regeneracyjnych lasu w postaci wkroczenia brzozy (L MAZ RK-1B). Prawdopodobnie las bagienny na torfowisku nie powrócił już do swojego pierwotnego stanu. Świadczy o tym relatywnie niski udział szczątków olszy i brzozy w warstwie powstałej tuż po wzniesieniu akumulacji torfu (L MAZ RK-2). Niewykluczone, że pojawienie się nasion bzu czarnego w osadach datowanych na 1975±30 ¹⁴C lat BP (Poz-23205) stanowi potwierdzenie prześwietlenia zbiorowisk leśnych na torfowisku. Z analizy makroszczątków możemy wnioskować, że z biegiem czasu drzewa niemal całkowicie ustąpiły z otoczenia stanowiska, a na szeroką skalę rozwinęły się zbiorowiska turzycowe z udziałem mszaków. Początkowo dominowały w nich gatunki minerotroficzne, takie jak turzyca zaostrzona, której towarzyszyły gatunki o szerszej tolerancji ekologicznej (turzyca dzióbko-wata, turzyca pospolita, sit rozpierzchły oraz torfo-wiec nastroszony), a w głębszych i dłużej zalewanych zagłębieniach synchronicznie rozwijały się prawdopodobnie łąny szuwaru mallowego. W najmłodszym etapie (L MAZ RK-3) wzrosło uwodnienie siedliska, o czym świadczy pojawienie się bioindykatorów środowiska wodnego (szczątki Chironomidae i Cladocera) i równocześnie nastąpiło jego zakwaszenie, na co wskazuje występowanie *Eriophorum angustifolium* oraz mchów; podobnie jak wełnianki wąskolistnej, gatunków charakterystycznych dla klasy *Scheuzerio-Caricetea nigrae* (m.in. sierpowiec bezpierzścienny, warnstorfia sarmentosa i warnstorfia pływająca).



Rys. 7. Diagram makroszczątków dla profilu Ruda Kozielska, dolina Rudy

oznaczenia litologiczne jak na rys. 2

Macrofossil diagram from core Ruda Kozielska, the Ruda River valley

lithological signatures as in Fig. 2

Dyskusja

Postglacialna historia roślinności wodnej i bagiennej w dorzeczu górnej Odry nawiązuje do zapoczątkowanych w późnym vistulianie przekształceń dolin rzecznych. W tym czasie doszło do zmiany reżimu odpływu i transportu osadów skutkującej transformacją koryt w meandrowe i częściowym wyprątnięciem aluwii rzeki roztokowej. W dolinie Osobłogi zwarte koryta rzeki krętej funkcjonowały co najmniej od początków allerödu. Kłodnica zaczęła meandrować nie później niż na przełomie allerödu i młodszego dryasu, zaś Odra i Ruda na przełomie młodszego dryasu i preboreału (Wójcicki 2006). Procesy erozyjno-akumulacyjne związane z lateralną migracją zakoli rzecznych, a w szczególności formowanie starorzeczy doprowadziło do powstania siedlisk sprzyjających rozwojowi roślinności wodnej i bagiennej. W świetle wyników badań, w głębszych i rozległych basenach starorzeczy roślinność występowała w układzie strefowym. Najgłębsze partie zbiorników zajmowały zbiorowiska makrohydrofitów z klasy *Potametea*, zwłaszcza ze związku *Nymphaeion*. Świadczy o tym obecność fosyliów (w tym pyłku i włosków) należących m.in. do *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*, *Ceratophyllum*, *Nuphar lutea* i *Stratiotes aloides*. Biorąc pod uwagę niewielką miąższość osadów limnicznych, zbiorowiska te nie odegrały jednak większej roli w łądowaceni

rzeczy (Wójcicki 2013). Zarastanie zbiorników wodnych było związane z rozwojem zbiorowisk szuwaru właściwego, mogących występować w układzie strefowym lub w płytszych (wypłyconych) zbiornikach w układzie mozaikowym. W układzie strefowym (także sukcesyjnym) można w kolejności wymienić obecność zbiorowisk szuwaru oczeretowego (rzadkie), trzciniowego (pospolite, zróżnicowane florystycznie i pełniące bardzo ważną rolę w procesach zarastania) oraz skrzypowego (dość pospolite, z licznymi gatunkami przechodzącymi ze zbiorowisk wielkoturzycowych oraz torfowisk, pełniące ważną rolę w procesach zarastania). W końcowych etapach łądowania szuwaru właściwego mogły być zastępowane przez fitocenozy ze związku *Magnocaricion*, w tym zespołu *Thelypteridi-Phragmitetum* odpowiedzialnego za proces dośrodkowo-odgórny zarastania zbiorników wodnych (Matuszkiewicz 2005). *Phragmites australis* i *Thelypteris palustris* znane są również jako dominujące składniki zbiorowisk roślinnych torfowiska Wilczków w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej (Forysiak i in. 2012, 2014). Poza zbiornikami wodnymi, na wilgotnych i okresowo zalewanych glebach w dolinach rzecznych, występowały w tym czasie zarośla wierzbowe z udziałem topoli i wiązu a w warstwie runa z udziałem chmielu zwyczajnego. Szczególnie duże znaczenie tego typu zbiorowiska, prawdopodobnie o charakterze łągów wierzbowych i wierzbowo-topolowych, osiągnęły w okresie preborealnym (lokalne po-

ziomy pyłkowe RK-2, ZW-2, ZW-3) i starszej części okresu borealnego (L PAZ RK-3). Rozwój zbiorowisk o podobnym składzie i wieku udokumentowany został wcześniej w trakcie badań palinologicznych profili osadów ze stanowisk Łany Małe i Sławięcice w dolinie Kłodnicy (Nita, Wójcicki 2005).

Zapoczątkowanie procesów przebudowy roślinności na analizowanych mokradłach można wiązać ze schyłkiem okresu borealnego. O przejściu do nowego etapu rozwoju roślinności zadecydowało prawdopodobnie kilka przyczyn. Należy w tym kontekście wymienić zaawansowany stan zładowienia zbiorników powstałych w późnym vistulianie i początkach holocenu oraz związaną z tym ekspansję torfowisk poza macierzyste obniżenia w wyniku procesów paludyfikacji (Wójcicki 2013) jak również przypadającą na ten okres ekspansję olszy czarnej, wyrażoną wzrostem zawartości jej pyłku w lokalnych poziomach pyłkowych RK-3 i RK-4. W podobnym czasie odnotowano skokowy wzrost obecności olszy w diagramach z Łanów Małych i Sławięcic w dolinie Kłodnicy (Nita, Wójcicki 2005). Analiza sukcesji roślinności lokalnej w profilu Żywocice wskazuje, że etapem przygotowawczym do ekspansji lasu bagiennego w środkowym holocenie, mogło być wkraczanie zarośli wierzb szerokolistnych. Niewykluczone, że w skład łożowisk wchodziła wierzba pięciopęcikowa (*Salix pentandra* typ). Ostatecznie, na zasilanych soligenicznie torfowiskach położonych w dystalnej części den dolin zwykle rozwinęła się żyźniejsza odmiana lasu bagiennego w postaci olsu porzeczkowego. Z analizy danych pyłkowych i makroszczątków w tych wielogatunkowych zbiorowiskach charakteryzujących się kępkowo-mozaikową strukturą runa mogły rosnać m.in. kruszyna pospolita, jesion wyniosły, świerk pospolity, kalina koronowa, pokrzywa zwyczajna i wiązówka błotna a w dolinkach liczne gatunki przechodzące z klas *Phragmitetea* oraz *Scheuchzerio-Caricetea nigrae*. Uboższe siedliska bagienne mógł zajmować ols torfowcowy. Niewykluczone, że rozwinął się on w stanowisku Ruda Kozielska, gdzie pyłkowi olszy towarzyszą liczne zarodniki torfowców. Z kolei na glebach aluwialnych mógł rozwijać się łąg jesionowo-olszowy zbliżony florystycznie do olsu porzeczkowego. Wyniki badań wskazują, że zbiorowiska leśne z dominującą olszą czarną stanowiły trwałe element krajobrazu w okresie atlantyckim i subborealnym holocenu.

Kolejna przebudowa fitocenoz siedlisk podmokłych w Kotlinie Raciborskiej wiąże się z okresem subatlantyckim. Bezpośrednimi przyczynami przekształceń roślinności w tym czasie stał się wzrost wilgotności siedlisk (zachodzący pod wpływem czynników klimatycznych bądź antropogenicznych) oraz zagospodarowanie zlewni i dolin rzecznych. Wpływ człowieka na środowisko przyrodnicze na skłonach dolin Kotliny Raciborskiej zapoczątkowany został na szerszą skalę wraz z rozwojem osadnictwa kultury łużyckiej w pierwszym tysiącleciu przed naszą erą (Abłamowicz 2004). Bardzo silny impuls wzrostu antropopresji związany był z wczesnośredniowieczną akcją kolonizacyjną w księstwie opolskim (Panic 1992), co w efekcie w analizowanych zlewniach uruchomiło erozję gleb, a w proksymalnej części równin aluwialnych wzmogło sedymentację powodziową (Klimmek 2002; Wójcicki 2006). Dalsze przekształcenia środowiska związane były z zagospodarowaniem den dolinnych na potrzeby gospodarki stawowej, kuźnictwa i rolnictwa (Kocel 1997). W warunkach częstszych i dłużej trwających zalewów, połączonych z depozycją osadów powodziowych, lasy z dominacją olszy czarnej były eliminowane na korzyść wierzbowo-topolowych zbiorowisk łągowych. W diagramach pyłkowych zapis tych procesów można prześledzić w obrębie poziomów ŻW-6, LT-2 i RK-7. Według opcjonalnej interpretacji opartej na badaniach torfowiska w dolinie rzeki Budkowiczanki na Opolszczyźnie spadek krzywej pyłku *Alnus* na przełomie subborealu i subatlantyku mógł być związany z trzebieżą lasów podpastwiska i wykorzystaniem młodych pędów olszy jako paszy dla bydła (Baranowska 2000). Istotne zmiany zaszły również na analizowanych torfowiskach, gdzie pojawiły się bogate w mszaki nieleśne zbiorowiska turzycowiskowe. Prawdopodobnie przynajmniej niektóre z nich powstały i utrzymują się jako antropogeniczne użytki zielone. W świetle uzyskanych wyników w stanowisku Ruda Kozielska był to początkowo zespół *Caricetum gracilis* – pospolite zbiorowisko podtapianych przez większą część roku eutroficznych łąk turzycowych (Matuszkiewicz 2005). W stanowisku Las Turbina (być może również Żywocice) rozwinął się zapewne typowy dla dolin niskotorfowiskowy zespół *Caricetum elatae*, rozpoznany wcześniej m.in. w osadach torfowiska Kopanicha w dolinie Rawki (Pawłowski i in. 2012; Forsytek i in. 2014). W najmłodszym etapie swojego rozwoju, fitocenozy na stanowiskach Ruda Kozielska

i Żywocice ewoluowały w kierunku zbiorowisk charakterystycznych dla kwaśnych młak niskoturzykowiskowych. Zdaniem Forysiaka i in. (2014) pogłębiające się zakwaszenie siedlisk może być spowodowane zwiększeniem roli wód opadowych w bilansie wodnym torfowisk.

Wnioski

Na rozwój siedlisk mokradłowych w dolinach rzecznych Kotliny Raciborskiej rzutował zbliżony układ czynników: geologiczno-geomorfologicznych (geneza mokradeł rozwiniętych wśród piaszczystych form rzeki meandrującej), hydrologicznych (przewaga zasilania soligenicznego w dystalnych i fluwiogenicznego w proksymalnych częściach dolin) oraz antropogenicznych (podobna historia zagospodarowania zlewni). Konsekwencją zbliżonej ewolucji siedlisk są prawidłowości w rozwoju roślinności niewielkich terenów podmokłych na badanym obszarze, które można scharakteryzować wyróżniając następujące etapy:

1. Od późnego vistulianu po schyłek okresu borealnego – w zbiornikach wodnych rozwój zbiorowisk z klasy *Phragmitetea* przy współudziale roślin wodnych (najczęściej były to fitocenozy szuwaru właściwego, zwłaszcza trzcinowego i skrzypowego, rzadziej wielkoturzykowego), zaś na siedliskach umiarkowanie wilgotnych – lasów łęgowych z udziałem wierzb i topoli.

2. Okres atlantycki i subborealny – dominacja klimaksowych, wielogatunkowych zbiorowisk leśnych z dominacją olszy czarnej, w szczególności olsu porzeczkowego na torfowiskach.

3. Okres subatlantycki – pod wpływem działalności człowieka rozwój nieleśnych zbiorowisk turzykowo-mszystych ze związku *Magnocaricion*, ewoluujących w kwaśne młaki niskoturzykowe na torfowiskach oraz ponowny rozwój lasów łęgowych na glebach aluwialnych.

W aspekcie metodologicznym badania potwierdziły potrzebę równoległego stosowania analizy pyłkowej i szczątków makroskopowych jako metod komplementarnych, pozwalających rozwikłać niektóre problemy interpretacyjne związane z przebiegiem procesów tafonomicznych na torfowiskach.

Literatura

- Ablamowicz D. 2004. Człowiek i środowisko przyrodnicze w dorzeczu górnej Odry. Stan, potrzeby i perspektywy badawcze. W: D. Ablamowicz, Z. Śnieszko (red.) *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski*. Katowice: 235-252.
- Baranowska A. 2000. Wiek torfowiska koło Szumiradu (Śląsk Opolski) w świetle badań palinologicznych. *Zeszyty Przyrodnicze Opolskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* 34: 69-93.
- Cappers R.T.J., Bekker R.M., Jans J.E.A. 2006. *Digitale zadenatlas van Nederland*. Barkhuis Publishing & Groningen University Library, Groningen: 1-502.
- Czerniak A., Okuniewska I., Tobolski K. 1981. Paleobotanical investigation of paleomeander fills at Zbrudzewo. IGCP Symposium *Paleohydrology of the temperate zone*. Guide-Book of excursions, Poznań: 44-49.
- Faegri K., Iversen J. 1989. *Textbook of pollen analysis*. IV Edition. John Wiley and Sons, Chichester: 1-328.
- Forysiak J., Kloss M., Obremska M., Żurek S. 2014. Późnoglacialne i holocenne osady wybranych torfowisk dolinnych regionu łódzkiego w nawiązaniu do zmian paleośrodowiskowych. *Folia Quaternaria* 82: 5-30.
- Forysiak J., Kloss M., Żurek S. 2012. Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna torfowiska Wilczków. *Studia Limnologica et Telmatologica* 6(2): 95-101.
- Kac N.J., Kac S.W., Kipiani M.G. 1965. *Atlas i opredelitel' plodov i semian, vstrechajushchikhsia v chetvertichnykh otlozheniakh SSSR*. Izdatel'stvo Nauka, Moskwa: 1-365.
- Klimek K. 2002. Human-induced overbank sedimentation in the foreland of the Eastern Sudety Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms* 27(4): 391-402.
- Kocel K. 1997. Osady denne stawów jako wskaźnik zmian zaistniałych w środowisku przyrodniczym doliny Rudy. *Scripta Rudensia* 7: 75-84.
- Kołodziejczyk K. 2013. Analiza makroszczątków roślinnych jako podstawa oceny degradacji torfowisk użytkowanych rolniczo. Maszynopis pracy doktorskiej. Katedra Botaniki i Ekologii Roślin Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu: 1-237.
- Kowalska A. 2012. Kompleksy roślinności i krajobrazy roślinne doliny środkowej Wisły *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 232: 11-109.
- Marek S. 1965. Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 57: 5-265.
- Matuszkiewicz W. 2005. *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 5-537.

- Nita M., Wójcicki K. 2005. Record of Holocene vegetation changes against a background of environmental conditions in the Kłodnica valley (southern Poland). *Quaestiones Geographicae* 24: 63-73.
- Okuniewska I., Tobolski K. 1981. Preliminary results of paleobotanical investigation of paleomeander fills at Mechlin. IGCP Symposium *Paleohydrology of the temperate zone*. Guide-Book of excursions, Poznań: 39-40.
- Panic I. 1992. Historia osadnictwa w księstwie opolskim we wczesnym średniowieczu. Rozprawy i studia Muzeum Śląskiego, Katowice: 5-196.
- Pawłowski D., Kloss M., Obremska M., Szymanowski M., Żurek S. 2012. Evolution of small valley mire in Central Poland as a result of hydroclimatic oscillations. *Geochronometria* 39(2): 133-148.
- Schweingruber F.H. 1990. Mikroskopische Holzanatomie. 3 Aufl. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf: 3-226.
- Skreczko S., Nita M., Szymczyk A. 2015. Torfowiska zlewni górnej Brynicy w świetle analizy pyłkowej i szczątków makroskopowych roślin. VII Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu *Dynamika zmian roślinności Niżu Polskiego w dobie późnoglacialnych zmian klimatu i narastania antropopresji w holocenie*. Łódź, 10–12 czerwca 2015 r.: 61.
- System Informacji Przestrzennej o Mokradłach Polski. 2006. Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty.
- Tobolski K. 1981. Results of paleobotanical investigation of deposits filling the paleomeander at Jaszkowo. IGCP Symposium *Paleohydrology of the temperate zone*. Guide-Book of excursions, Poznań: 31-35.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-508.
- Tomaszewska K., Kołodziejczyk K., Podlaska M. 2012. Wpływ człowieka na funkcjonowanie i walory przyrodnicze torfowiska niskiego w okolicach Byczyny (województwo opolskie). *Inżynieria Ekologiczna* 29: 212-223.
- Walanus A., Nalepka D. 1994. POLPAL – Palinologiczna Baza Danych. Instrukcja obsługi. Inst. Bot. im. W Szafera PAN, Kraków: 1-51.
- Wójcicki K.J. 1999. Wypełnienia paleomeandrów jako wskaźnik holocenijskiej dynamiki koryta Rudy (Kotlina Raciborska). *Przegląd Geograficzny* 71(3): 317-326.
- Wójcicki K.J. 2006. The oxbow sedimentary subenvironment: its value in palaeogeographical studies as illustrated by selected fluvial systems in the Upper Odra catchment, southern Poland. *The Holocene* 16(4): 589-603.
- Wójcicki K.J. 2013. Osady biogeniczne w środowisku depozycyjnym starorzeczy. Wyd. UŚ, Katowice: 5-239.
- Żurek S. 1968. Warunki przyrodnicze rozwoju torfowiska Wizna. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 83: 233-266.
- Żurek S. 1975. Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przemysłowego Zagospodarowania PAN* 110: 1-107.

Summary

River valleys play an important role in the natural environment as areas characterized by a high level of biodiversity with reference to the diversity of habitats. The article presents the results of the research on the post-glacial evolution of vegetation within wetland habitats in the river valleys of the Racibórz Basin. The studied area is located in southern Poland, where wetland landscapes are not very widespread. Little swamps, fens and wet meadows of fluvial or human origin dominate in this part of the country. They are of crucial importance as enclaves for the development of the aquatic and wetland plant communities.

Three sequences of deposits, representing small peatlands developed in the oxbow lakes, were the subject of detailed studies. The material for palaeobotanical analyses was collected in three sites: Żywocice (50°27'11"N, 17°58'01"E) in the Osobłoga valley, Las Turbina (50°22'16"N, 18°17'48"E) in the Kłodnica valley and Ruda Kozielska (50°12'32"N, 18°22'41"E) in the Ruda valley. A reconstruction of the local vegetation of the mires is based on the results of the macrofossil analysis. Pollen data were used to reconstruct Holocene vegetation changes in the river valleys. The determination of the absolute age of the deposits is based on 13 ¹⁴C dates, measured by the radiocarbon laboratories in Kiev, Gliwice and Poznań.

The study results indicate that the development of wetland habitats in the river valleys of the Racibórz Basin occurred under the influence of a similar set of factors: (1) geologic-geomorphological (origin of wetlands, developed within floodplain of sandy-bed meandering river), (2) hydrological (fed by soligenic waters in the distal and fluvio-genic waters in the proximal zone of the valley bottom), and (3) anthropogenic (a similar history of catchment management). As a consequence, regularities in the development of the wetland vegetation are observed and

the following stages of vegetation changes can be distinguished:

1. From the Late Vistulian to the Late Boreal – the development of *Phragmitetea* communities (which included *Schoenoplectus lacustris*, *Phragmites australis*, *Equisetum* and *Cladium mariscus* among others), with the participation of aquatic plants (e.g. *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*, *Ceratophyllum*, *Nuphar lutea* and *Stratiotes aloides*) in water bodies, whereas riparian forests with willows and poplars in moderately moist habitats.

2. The Atlantic and Sub-Boreal periods – the expansion of multi-species, climax forests with the dominance of *Alnus glutinosa*; in particular communities of *Ribes nigri-Alnetum* in swamps (with *Frangula alnus*, *Fraxinus excelsior*, *Salix*,

Rubus idaeus, *Urtica dioica*, *Viola palustis* and *Climacium dendroides* among others).

3. The Sub-Atlantic period – the development of non-forest, sedge-moss communities due to human impact, initially from the alliance *Magnocaricion* (with *Carex elata* and *Carex gracilis* among others), evolving in acidophilic communities from the alliance *Caricion nigrae* on peatlands (with *Carex canescens*, *Eriophorum angustifolium*, *Juncus articulatus* and *Drepanocladus exannulatus* among others), whereas re-development of riparian forests on alluvial soils.

In the methodological aspect, the research have confirmed the need for parallel application of pollen and macrofossil analyses as complementary methods that allow to unravel some interpretation problems related to the course of taphonomic processes in mires.

WARUNKI PALEOEKOLOGICZNE SUBKOPALNEGO KORYTA KOLONIA BEHCICE NA TLE HYDROLOGII ŚRODKOWEGO ODCINKA DOLINY NERU

Palaeoecological and palaeohydrological patterns of the Kolonia Behcice subfossil oxbow in the mid-Ner River valley

MATEUSZ PŁÓCIENNIK*, PIOTR KITTEL**, RYSZARD K. BORÓWKA***,
KATARZYNA CYWA****, DANIEL OKUPNY*****, MILENA OBREMSKA*****,
DOMINIK PAWŁOWSKI*****, RENATA STACHOWICZ-RYBKA****, RAFAŁ SZPERNA*,
ANDRZEJ WITKOWSKI***

Zarys treści. Ślady późnoglacialnej i holocenijskiej historii doliny Neru są dobrze zachowane w osadach paleokoryta Kolonia Behcice (NKB), które zostało odcięte w młodszym dryasie. Jego rozwój może być podzielony na pięć wyraźnych faz. Podczas młodszego dryasu NKB było dość głębokim, oligotroficznym jeziorem. Z nastaniem holocenu starorzecze uległo eutrofizacji i zarosło roślinnością wodną, a następnie szybko przekształciło się w torfowisko niskie. Brak jest w profilu NKB osadów ze środkowego holocenu. Torfy z okresu borealnego przykryte są przez mulki i piaski pozakorytowe zdeponowane w okresie subatlantyckim. Zapis ewolucji paleokoryta Kolonia Behcice dowodzi, że dolina Neru była dynamicznym środowiskiem w późnym glacialu i holocenie. Ekosystemy starorzecza podlegały znacznie silniej presji zmian klimatycznych niż jeziora i mokradła znajdujące się na wysoczyznach w regionie łódzkim.

Słowa kluczowe: starorzecze, rekonstrukcje paleośrodowiskowe, paleoekologia, dolina Neru, Polska Środkowa

Abstract. The history of the Ner River valley is well documented in Kolonia Behcice (NKB) palaeochannel sediments. It was cut-off from the riverbed in the Younger Dryas. Its history may be divided into five distinct phases. During the Younger Dryas, the NKB was a relatively deep, oligotrophic water body. From the onset of the Holocene, the lake became a eutrophic, overgrown pond which quickly palludified and transformed into a rich fen with ferns and birches. There is a hiatus in the middle of the Holocene fen stratigraphy. A peat sequence is covered by fluvial silt and sand deposits. The NKB sequence documents the Ner valley as a dynamic system during the Late Glacial and the Holocene. Local ecosystems of this oxbow have remained under a much stronger pressure of climate changes than palaeolakes and wetlands located on uplands in the Łódź region.

Key words: palaeochannel, palaeoenvironmental reconstruction, palaeoecology, Ner River valley, Central Poland

Wstęp

Dna dolin rzecznych wyróżniają się na tle innych siedlisk znaczną geo- i bioróżnorodno-

ścią. Te z nich, które są zachowane w naturalnej formie, cechuje wysokie bogactwo gatunkowe roślin i bezkręgowców wodnych, występujących w korycie rzeki, zbiornikach przyrzecznych i zespołach łągów, olsów oraz łąk zalewowych.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź; email: mplociennik10@outlook.com, r_szperna@interia.eu

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

*** Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii i Paleogeografii, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; e-mail: ryszard@univ.szczecin.pl, witkowsk@univ.szczecin.pl

**** Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Zakład Paleobotaniki, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: r.stachowicz@botany.pl

***** Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: danek_1985@o2.pl

***** Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: mobremska@twarda.pan.pl

***** Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: dominikp@amu.edu.pl

Ma to szczególne znaczenie dla badań paleośrodowiskowych w stanowisku Kolonia Behcice (NKB), które w pierwszej kolejności badano pod kątem archeologicznym, bowiem w jego sąsiedztwie odkryto relikty bytowania człowieka z epoki brązu, wczesnej epoki żelaza, okresów przedrzymskiego i rzymskiego oraz wczesnego średniowiecza (Muzolf, Kittel 2007). Problematyka osadnictwa pradziejowego w dolinie rzeki Ner i jego relacji z elementami otaczającego środowiska była tematem badań geoarcheologicznych, a ich wyniki zostały przedstawione w wielu publikacjach (Kittel 2011, 2012, 2014; Kittel i in. 2011). Środkowa dolina Neru jest również niezwykle ciekawym obiektem dla badań paleogeograficznych i paleoekologicznych (Turkowska 1988, 1990; Kittel 2011; Kittel i in. 2011, 2016; Turkowska, Dzieduszyńska 2011; Muzolf i in. 2015). Intensywne badania paleoekologiczne prowadzono także w stanowisku Lutomiersk-Koziówki (NKZ 3C), położonym 2,5 km w dół doliny od stanowiska Kolonia Behcice. Udokumentowano tam sekwencję osadów biogenicznych od okresu preborealnego do wczesnoatlantyckiego, z zapisem kilku wczesnoholoceńskich wezbrań (Kittel i in. 2016). Budowa geologiczna wypełnienia NKB wskazuje na znacznie bardziej złożony zapis historii paleokoryta, dlatego podjęto tutaj badania paleoekologiczne obejmujące abiotyczne i biotyczne elementy środowiska, których zasadniczym celem było zrekonstruowanie reakcji biocenozy na zmiany warunków paleohydrologicznych i paleoklimatycznych na poziomie lokalnym (tj. w obrębie starorzecza) i na poziomie regionalnym (tj. w nizinnej dolinie średniej wielkości). Uzyskane wyniki stały się podstawą wniosków, dotyczących warunków paleośrodowiskowych całego środkowego odcinka doliny Neru, a więc jednej z ważniejszych arterii wodnych w skali regionu.

Teren badań

Ner jest drugim co do wielkości, prawdopodobnym dopływem Warty o długości 125,9 km. Powierzchnia jego zlewni wynosi 1866 km², a średni przepływ u ujścia – 10 m³ s⁻¹ (Penczak i in. 2010). Środkowy odcinek doliny Neru leży w strefie staroglacjalnej, objętej zasięgiem stadiału warty zlodowacenia odry (Turkowska 2006; Marks 2011). Na późniejsze intensywne przemiany doliny miały wpływ procesy peryglacjalne podczas zlodowacenia wisły (Turkowska

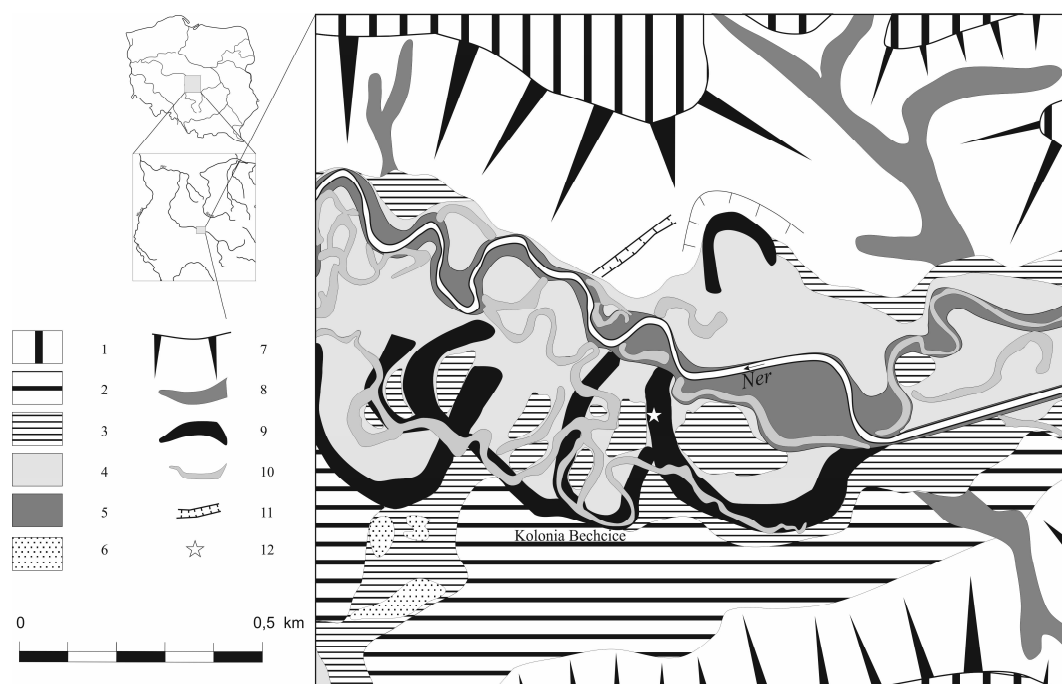
1988, 2006). Współczesne dno doliny zbudowane jest z utworów pochodzących z późnego wistulianu i holocenu, miejscami występują także ostańce terasy plenivistuliańskiej (rys. 1) (Kittel 2012; Kittel i in. 2016).

Stanowisko Kolonia Behcice obejmuje paleomenader Neru o współrzędnych: 51°45'12"N; 19°14'26"E. Prowadzone badania udokumentowały istnienie dużego paleokoryta, datowanego na okres późnovistuliański, które ogranicza ostańce plenivistuliańskiej terasy wysokiej, zbudowanej ze średnio i drobnoziarnistych piasków (Kittel 2012, 2014).

Materiał i metody

Profile osadów do badań w stanowisku Kolonia Behcice oznaczone symbolami NKB1 i NKB2 pobrane zostały z centralnej, najgłębszej części paleokoryta. Uzyskano dwa równoległe profile NKB1 i NKB2, oddalone o około 50 cm, których sekwencja osadów była identyczna. Rdzeń NKB1 został pobrany ze ściany wykopu do metalowych puszek o wymiarach 50×10×5 cm, a rdzeń NKB2 – próbnikiem Instorf. Profil NKB1 o długości 139 cm (od 85 do 224 cm p.p.t.) opróbowano z gęstością 5 cm i wykorzystano do analiz: geologicznej, geochemicznej, makroskopowych szczątków roślinnych, palinologicznej, okrzemkowej, szczątków wioślarek i antrakologicznej. Rdzeń NKB2 o długości 148 cm (od 77 do 225 cm p.p.t.) podzielono na 29 próbek z rozdzielczością od 3 cm do 10 cm i wykorzystano do analizy szczątków ochotkowatych (Chironomidae). W związku ze zróżnicowanym nagromadzeniem materii organicznej, opróbowanie NKB2 było gęstsze w warstwach gytii, a rzadsze w obrębie serii pozakorytowej. Analizy paleoekologiczne przeprowadzono w oparciu o standardowo przyjętą metodykę wg Berglunda (1986), Borówki (1992), Brooksa i in. (2007), Rollanda i Larocque'a (2007), Stachowicz-Rybki (2011) oraz Feurdeana i in. (2013). Kolekcje referencyjne znajdują się w Katedrze Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii UŁ oraz Muzeum Paleobotanicznym Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

Sekwencję zgrupowań Chironomidae (Ch 1-4) wydzielono na podstawie metody *Sum-of-Squares Optimal Partitioning*. Liczbę statystycznie istotnych stref wyznaczono w oparciu o model *Broken Stick*. Na podstawie jakościowej analizy stratygrafii makroskopowych szczątków roślin



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Neru w rejonie stanowiska Kolonia Bechcice

1 – wysoczyzna morenowa (stadiał warty), 2 – terasa najwyższa (schylek st. warty), 3 – terasa wysoka (plenivistulian), 4 – terasa niska (późny vistulian), 5 – współczesne dno doliny (neoholocen), 6 – pola piasków przewianych, wydmy (późny vistulian, holocen), 7 – zbocza dolin, 8 – doliny denudacyjne, 9 – wielkie paleokoryta (późny vistulian), 10 – małe paleokoryta (holocen), 11 – rozcięcia antropogeniczne (neoholocen, okres nowożytny), 12 – położenie stanowiska NKB

Fig. 1. Geomorphologic sketch of the Ner River valley in the Kolonia Bechcice site area

1 – till plain (Wartanian), 2 – highest terrace (Wartanian), 3 – high terrace (Plenivistulian), 4 – low terrace (Late Vistulian), 5 – contemporary valley floor (Neo-Holocene), 6 – dunes and aeolian sands sheets, 7 – valley slopes, 8 – denudational dry valleys, 9 – large palaeochannels (Late Vistulian), 10 – small palaeochannels (Holocene), 11 – anthropogenic cuts (Neoholocene, Modern Period), 12 – location of the NKB site

oznaczono cztery strefy (MR 1-4). Granice pomiędzy poziomami zostały wyznaczone na podstawie pojawienia się, zaniku bądź wzrostu, ewentualnie spadku liczebności taksonów znaczących pod względem ilościowym lub wskaźnikowym. W podobny sposób (na podstawie zmian procentowego udziału taksonów) wydzielonych zostało pięć lokalnych poziomów pyłkowych (LPAZ 1-5). Na podstawie różnic w rozkładzie przestrzennym gatunków oraz grup ekologicznych wyróżniono pięć poziomów okrzemkowych (O 1-5). Skład gatunkowy i frekwencja Cladocera były podstawą wyznaczenia stref CI 1-4. Hierarchiczna analiza skupień (procedura aglomeracyjna) pozwoliła na podział badanego rdzenia na poziomy geochemiczne (GZ 1-5).

Wyniki

Budowa geologiczna i wiek osadów

W spągu wypełnienia paleomeandra od głębokości 220 do około 130 cm p.p.t. występują

osady organiczne tj. detrytus roślinny, gytia, silnie rozłożony torf i mułki organiczne. Od około 130 do około 90 cm p.p.t. zalegają pozakorytowe piaski drobnoziarniste i mułki laminowane, z zaburzeniami gęstościowymi. Od 90 cm głębokości dominują pozakorytowe piaski różnoziarniste, z domieszkami piasków mułkowych. W powierzchniowych warstwach badanego rdzenia ponownie zaobserwowano występowanie osadów organicznych tj. piasków słabo próchnicznych i zmruszonego torfu, które stanowią kopalne poziomy glebowe (fot. 1).

Opis osadów w profilu NKB1:

0–40 cm p.p.t. – nasyp współczesny;
 40–45 cm p.p.t. – zmruszały torf;
 45–57 cm p.p.t. – piaski słabo próchniczne (poziom akumulacyjny gleby kopalnej z fragm. ceramiki nowożytnej);
 57–72 cm p.p.t. – piaski różnoziarniste mułkowe szare (osady pozakorytowe);
 72–92 cm p.p.t. – piasek średnioziarnisty szary do żółtego, z laminami piasków drobnoziarnistych mułkowych szarych, z rdzawymi przebar-

wieniami, z wtrętami węgla drzewnych (osady pozakorytowe);

92–104 cm p.p.t. – piaski drobnoziarniste mułkowe, szare, z węglami drzewnymi (osady pozakorytowe);

104–120 cm p.p.t. – piaski ilaste szare laminowane piaskami drobnoziarnistymi mułkowymi żółtymi (osady pozakorytowe);

120–130 cm p.p.t. – piasek drobnoziarnisty ilasty brunatnoszary (osady pozakorytowe);

130–140 cm p.p.t. – ciemnoszare mułki organiczne (osady pozakorytowe);

140–145 cm p.p.t. – ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione (osady pozakorytowe);

145–160 cm p.p.t. – torf silnie rozłożony niemal czarny;

160–190 cm p.p.t. – torf silnie rozłożony, poprzerastany kłęczami *Phragmites australis*;

190–220 cm p.p.t. – gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona;

220–225 cm p.p.t. – piasek średnio i gruboziarnisty z detrytusem roślinnym.

Analizom specjalistycznym poddane zostały osady z głębokości 85–225 cm p.p.t.



fot. P. Kittel, 2009

Fot. 1. Profil litologiczny wypełnienia paleokoryta NKB1 oraz osadów pozakorytowych

Lithology of the palaeochannel NKB1 fill and overbank deposits

Wiek osadów wypełnienia badanego paleokoryta określony został na podstawie sześciu datowań radiowęglowych (tab. 1). Datowania z poziomów 190–194, 140–145, 130–135 cm mają charakter konwencjonalny i zostały wykonane w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Cianowicach z próbek osadów pobranych ze ściany wykopu (tzw. *bulk*). Datowania metodą AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślin lądowych z poziomów 170–175, 140–145 i 105–110 cm wykonano w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Uzyskane wyniki wskazują na późnoglacialny i wczesnoholocenicki wiek gytii w spągu paleokoryta. Dla stropu gytii uzyskano wiek radiowęglowy 9520 ± 90 BP (MKL-417), a spąg osadów organicznych, wypełniających paleokoryto w jego brzeżnej części wydatowano na $11\ 020 \pm 230$ BP (IGSB-1381) (Kittel 2014). Wynika z tego, że początek wypełnienia paleokoryta miał miejsce około $13\ 400$ – $12\ 550$ BP (prawdopodobieństwo 95,4%), a zatem prawdopodobnie jeszcze w allerödzie. Na podstawie daty AMS z głębokości 140–145 cm określono czas zakończenia wypełnienia paleokoryta osadami biogenicznymi na około 750–550 BC. Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na „postarzenie” wyników datowania próbek osadów *bulk* z głębokości 140–145 cm i 130–135 cm, które najprawdopodobniej jest wynikiem redepozycji materii organicznej w trakcie jej akumulacji w basenach popowodziowych. Wykonane metodą scyntylicyjną datowanie próbki osadu ze stropu torfu dało wynik 4890 ± 80 BP (MKL-423) i było niezgodne z wynikami analizy pyłkowej osadów. Jednocześnie analiza makroskopowych szczątków roślinnych wykazała silne zamulenie stropowej partii torfu. Datowanie AMS szczątków roślin lądowych (głównie owoców *Carex*) z tego samego poziomu (140–145 cm p.p.t.) dało wiek 2490 ± 35 BP (Poz-37468). Strop mułków organicznych uzyskał na głębokości 130–135 cm również „postarzony” wiek 3770 ± 80 BP (MKL-424). Przeszacowanie wyniku datowania stropu torfów i mułków organicznych, wykonanego metodą scyntylicyjną, jest najpewniej wynikiem zamulenia utworów, które było z kolei efektem redepozycji substancji organicznej z otoczenia zbiornika w wyniku uruchomienia procesów stokowych na skutek działalności ludzkiej na obszarze stanowiska (Kittel 2014). Akumulacja przykrywających wypełnienie paleokoryta aluwów pozakorytowych (powyżej 140 cm p.p.t.) miała miejsce w okresie subatlantyckim. Najwcześniej, być może w okresie przedrzymskim lub w okre-

sie rzymskim, zdeponowane zostały mułki organiczne. Jednak zasadnicza część pokrywy pozakorytowej akumulowana była w okresie nowo-

żytnym, czego dowodzi datowanie AMS z głębokości 105–110 cm p.p.t. (tab.1).

Tabela 1

Zestawienie datowań radiowęglowych w profilu NKB1 ze stanowiska Kolonia Bechcice

Radiocarbon data set from the NKB1 core at Kolonia Bechcice site

Lp. No.	Głębokość [cm p.p.t.] Deepness [cm b.g.l.]	Osad Sediment	Datowanie konwencjonalne Conventional data [BP]	Datowanie kalibrowane Calibrated data [AD/BC] prob. 68%	Nr laboratoryjny Laboratory no.
1.	105–110	piaski drobnoziarniste i mułki szare słabo organiczne pozakorytowe (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	240±70	1522–1953 AD	Poz-36883
2.	130–135	ciemnoszare mułki organiczne – pozakorytowe	3770±80	2332–2038 BC	MKL-424
3.	140–145	ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione – wypełnienie paleokoryta	4890±80	3779–3539 BC	MKL-423
4.	140–145	ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione – wypełnienie paleokoryta (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	2490±35	763–542 BC	Poz-37468
5.	170–175	torf silnie rozłożony – wypełnienie paleokoryta (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	9090±50	8323–8250 BC	Poz-41755
6.	190–194	gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona (strop)	9520±90	9129–8735 BC	MKL-417

kalibracja datowań radiowęglowych wykonana z użyciem programu OxCal 4.2.1 (Bronk Ramsey 2009)

¹⁴C data calibration was carried out with the use of the OxCal 4.2.1 program (Bronk Ramsey 2009)

Geochemia osadów

Analiza geochemiczna pozwoliła na wydzielenie pięciu poziomów stratygraficznych:

GZ 1 (224–200 cm)

Stanowi zapis sedymentacji materii mineralnej (86,2–96,2%) z domieszką materii organicznej (3,77–13,7%). W poziomie tym gwałtownie wzrasta udział pierwiastków litofilnych: Na (do 0,22 mg/g), K (do 2,73 mg/g) i Mg (do 1,84 mg/g).

GZ 2 (200–180 cm)

Reprezentuje fazę sedymentacji materii organicznej (41–83%) w paleokorycie. W warstwie tej gwałtownie wzrasta udział Zn z 2258 µg/g do 5569 µg/g (współczynnik zmienności, obliczony jako stosunek odchylenia standardowego do średniej wartości, dla tego metalu wynosi 37%).

GZ 3 (180–150 cm)

Stanowi zapis sedymentacji organicznej o najwyższej średniej zawartości materii organicznej (74,8%). Maksymalna koncentracja Fe (31,2 mg/g; głębokość 1,625–1,50 m) stanowi prawdopodobnie zapis właściwości absorpcyjnych autochtonicznej materii organicznej.

GZ 4 (150–135 cm)

Reprezentuje fazę sedymentacji utworu mineralno-organicznego (gwałtowny wzrost udziału materii mineralnej do 91,6%), której towarzyszy zmiana procesów denudacyjnych z chemicznych na mechaniczne (wzrost koncentracji pierwiastków litofilnych) oraz warunków redukcyjnych (spadek wartości wskaźnika Fe/Mn z 41 do 13).

GZ 5 (135–85 cm)

Stanowi zapis sedymentacji materii mineralnej, której udział waha się w granicach od 97,5 do 99,5%. Gwałtownie spada koncentracja metali

ciężkich oraz Fe i Mn. Koncentracja pozostałych pierwiastków początkowo spada, zaś w stropowej części profilu ponownie wzrasta.

Skład chemiczny spągowej części profilu (poziom GZ 1) dowodzi sedymentacji osadów mineralnych w warunkach wzmożonej denudacji mechanicznej w dolinie (gwałtowny wzrost koncentracji pierwiastków litofilnych: Na, K i Mg) oraz niskiej produktywności biologicznej (maksymalna zawartość materii organicznej nie przekracza 14%). Suma wymienionych wyżej pierwiastków nawet siedmiokrotnie przekracza zawartość wapnia, co jest typowe dla dolinnych osadów zbiornikowych, których sedymentacja zachodziła w późnym vistulianie (Okupny i in. 2013; Pawłowski i in. 2016). Kolejna faza (GZ 2) stanowi zapis akumulacji gytii grubodetrytusowej w zbiorniku o podwyższonej produktywności biologicznej i w warunkach stosunkowo niewysokiej dostawy allochtonicznej materii mineralnej (rys. 2). W opisywanym poziomie występuje najwyższy udział metali ciężkich (przekraczający 5570 µg/g), wśród których dominuje cynk (98%). Tak wysoka koncentracja tego metalu może wynikać z ewolucyjnie rozwiniętej tolerancji i z właściwości bioakumulacyjnych brzozy w stosunku do cynku (Kabata-Pendias, Pendias 1979; Reimann i in. 2007; Okupny i in. 2014). Skład chemiczny kolejnego poziomu (GZ 3) wynika głównie ze zmiany warunków oksydacyjno-redukcyjnych w zbiorniku oraz spadku natężenia procesów denudacji mechanicznej. W pierwszym przypadku udokumentowano spadek wartości stosunku Fe/Mn oraz maksymalną zawartość miedzi w osadzie torfowym. Podwyższona mobilność geochemiczna miedzi w osadach torfowych tłumaczona jest warunkami depozycji osadów i stopniem rozkładu materii organicznej oraz kwaśnym odczynem środowiska akumulacyjnego (Maksimow, Okruszko 1950; Sapek 1972). W drugim przypadku udokumentowano spadek zawartości pierwiastków litofilnych, w tym zwłaszcza potasu i sodu. Zdaniem Kwiatkowskiego (1971) oraz Rydelka (2013) właśnie te składniki litogeochemiczne stanowią najważniejszą grupę nieorganicznych elementów osadów torfowych, a za ich zawartość odpowiada nie tylko dostawa materii allochtonicznej, ale także rozkład substancji organicznej (np. trzciny, skrzypów).

Gwałtowna zmiana warunków akumulacyjnych w dolinie Neru zapisana została w analizowanym profilu na głębokości 150–130 cm (poziom GZ 4). Pozakorytowe mułki organiczne cechuje wyraźny spadek udziału materii organicznej z 52 do 8%, przy jednoczesnym wzroście koncentracji pierwiastków litofilnych (Na, K i Mg) względem

Ca. Osady piaszczyste zaliczone do poziomu geochemicznego GZ 5 cechuje najniższa średnia zawartość materii organicznej (1,46%), przy wysokiej zmienności koncentracji Na, K i Mg. Zawartość pozostałych pierwiastków gwałtownie spada i jest najniższa w całym profilu. Wartości te prawdopodobnie wynikają z przeciętnej koncentracji metali w osadach mineralnych budujących otoczenie stanowiska badawczego.

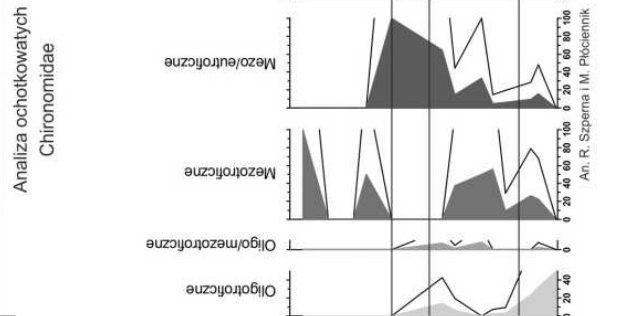
Objaśnienia do rys. 2

I – litologia i datowania osadów: 1 – piasek, 2 – gytia, 3 – torf, 4 – mułki organiczne, 5 – piaski ilaste i mułkowe. NKB1: Analiza geochemiczna: M.M. – materia mineralna, M.O. – materia organiczna, GZ – poziomy geochemiczne
Analiza palinologiczna. Składowe sum grup ekologicznych: A – wskaźniki późnoglacialne: *Helianthemum*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*; B – drzewa mezofilne: *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* bez *Alnus*; C – wskaźniki antropogeniczne: *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Plantago media/major*, *Anthemis* t., *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Urtica*, *Echium*, *Polygonum aviculare* typ, *Centaurea cyanus*, *Scleranthus* t., *Agrostemma githago*, *Polygonum persicaria*, *Humulus/Cannabis*, *Cannabis sativa* t.; D – zboża: *Triticum* t., *Secale cereale*, *Cerealium* undiff., E – rośliny wodne: *Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*; L PAZ – lokalne poziomy pyłkowe
Analiza makroszczątków roślinnych: A – rośliny lądowe, B – rośliny torfowiskowe, C – rośliny szuwarowe, D – rośliny wodne, MR – lokalne poziomy makroszczątków
II – Analiza antrakologiczna: a – niespalone drewno, b – węgle drzewne
III – Analiza okrzemkowa: D – obecność okrzemek, O – poziomy okrzemkowe
IV – Analiza wioślarek: Cl – poziomy Cladocera
Analiza ochotkowatych: Ch – poziomy Chironomidae
Stratygrafia: H – holocen, LG – późny vistulian

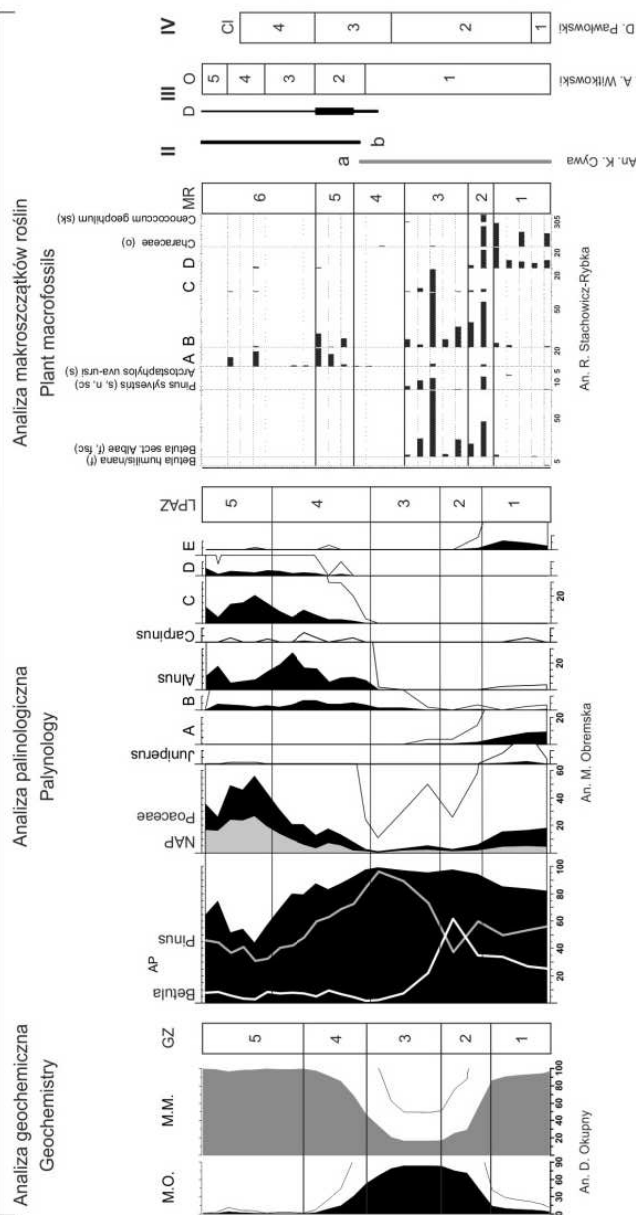
Explanations for Fig. 2

I – lithology and dating of deposits: 1 – sand, 2 – gyttja, 3 – peat, 4 – organic mud, 5 – clayey and silty sand. NKB1: Geochemistry: M.M. – mineral matter, M.O. – organic matter, GZ – geochemical zones
Palynology. The components of the ecological groups: A – Late glacial indicators: *Helianthemum*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*; B – mesophilic trees: *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* without *Alnus*; C – anthropogenic indicators: *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Plantago media/major*, *Anthemis* t., *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Urtica*, *Echium*, *Polygonum aviculare* typ, *Centaurea cyanus*, *Scleranthus* t., *Agrostemma githago*, *Polygonum persicaria*, *Humulus/Cannabis*, *Cannabis sativa* t.; D – Cerealia: *Triticum* t., *Secale cereale*, *Cerealium* undiff., E – aquatic plants: *Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*; L PAZ – Local Pollen Assemblage Zones
Analysis of macroscopic plant macrofossils: A – terrestrial plants, B – boggy plants, C – reedswamp plants, D – aquatic plants, MR – Local Macrofossil Assemblage Zones
II – Antracological analysis: a – uncharred wood, b – charcoal
III – Diatoms: D – Diatom presence, O – Diatom zones
IV – Cladocera: Cl – Cladocera zones
Chironomidae: Ch – Chironomidae zones
Stratigraphy: H – Holocene, LG – Late glacial

NKB2



NKB1



Rys. 2. Główne fazy rozwoju paleokoryta NKB na tle analiz paleoekologicznych
Main stages of the palaeoecological development of the NKB oxbow

Analiza palinologiczna

Na podstawie wyników analizy pyłkowej w profilu NKB wydzielone zostały następujące lokalne poziomy pyłkowe (rys. 2):

LPAZ 1 NAP-*Juniperus* (223–197 cm)

Udział procentowy NAP pomiędzy 15–20%, obecność krzywej jałowca (*Juniperus*) (powyżej 2%). Wśród roślin zielnych wysoka zawartość procentowa pyłku bylicy (*Artemisia*), obecność pyłku posłonka (*Helianthemum*). W osadach licznie obecny pyłek roślin wodnych i bagiennych oraz cenobia zielenic. Górną granicę poziomu wyznacza spadek NAP i krzywej jałowca.

LPAZ 2 *Pinus-Betula* (197–180 cm)

Niski udział pyłku roślin zielnych (do 3%), maksimum udziału pyłku brzozy (*Betula* 60,3%), udział pyłku sosny (*Pinus*) pomiędzy 35–45%. Zanikają krzywe hydrofitów oraz glonów, gwałtownie rośnie zawartość zarodników paproci. Górną granicę poziomu wyznacza spadek zawartości pyłku brzozy.

LPAZ 3 *Pinus* (180–152 cm)

Dominacja pyłku *Pinus*. Obecność pyłku wiązu (*Ulmus*) i leszczyny (*Corylus*). Obecność pyłku roślin bagiennych z dominacją paproci (Filicales monoleté sum). Górną granicę poziomu wyznacza spadek udziału sosny oraz początek krzywych drzew mezofilnych (*Quercus*, *Tilia*, *Alnus*).

LPAZ 4 *Pinus*-NAP (152–112 cm)

Malejący udział pyłku sosny, stopniowy wzrost zawartości procentowej NAP. Obecność krzywych dębu (*Quercus*), leszczyny, lipy (*Tilia*) i olszy (*Alnus*) oraz pojedynczych ziaren pyłku grabu (*Carpinus*). Początki krzywych roślinnych wskaźników antropogenicznych, w tym zbóż (*Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Secale*, *Cerealia* undiff.). Spadek zawartości zarodników paproci, pojawienie się zarodników torfowców (*Sphagnum*). Górna granica tego poziomu zaznacza się gwałtownym wzrostem udziału NAP.

LPAZ 5 NAP-*Pinus* (112–85 cm)

Dominacja pyłku roślin zielnych – NAP. Licznie obecny jest pyłek taksonów związanych z antropopresją. W poziomie tym występują pojedyncze ziarna pyłku roślin wodnych oraz cenobia glonów.

Osady poziomu LPAZ 1 pochodzą z późnego vistulianu (młodszy dryas), o czym świadczy liczna obecność pyłku roślin zielnych, w tym wskaźników charakterystycznych dla tego okresu. W tym czasie panowały zbiorowiska roślin-

ności otwartej z udziałem krzewów jałowca. Akumulacja przebiegała w warunkach jeziornych, co potwierdzone jest obecnością populacji glonów oraz pyłku roślin wodnych. Wraz ze zmianą warunków klimatycznych na przełomie późnego glacjału i holocenu zmieniła się szata roślinna w otoczeniu zbiornika. Rozwijały się zbiorowiska leśne z udziałem brzozy i sosny, prowadząc do zmniejszenia powierzchni zajmowanych dotychczas przez zbiorowiska zielne i krzewinkowe. Wraz z ocieplaniem klimatu dominującą rolę zaczęła odgrywać sosna. Intensywny rozwój lasów sosnowych następował do początku okresu borealnego (Latałowa i in. 2004). Potem pojawiły się gatunki drzew liściastych o wyższych wymaganiach termicznych (leszczyna, wiąz). Nastąpiła zmiana hydrologiczna w obrębie zbiornika wodnego, który uległ wypłycaaniu i przekształcaniu w torfowisko niskie, powodując rozwój roślinności szuwarowej z pałąką szerokolistną, turzycowatymi oraz zarośli z udziałem paproci (w tym *Thelypteris palustris*). Obraz tak ukształtowanej roślinności, zapisany w osadach poziomu LPAZ 2 i LPAZ 3, pochodzi najprawdopodobniej z okresu preborealnego i być może części borealnego.

Skład spektrów pyłkowych LPAZ 4 sugeruje, że część spągowa kolejnej warstwy osadu (od 152 cm) pochodzi najprawdopodobniej z okresu subborealnego, a dalej zawiera już osady subatlantyckie. Świadczy o tym licznie obecny pyłek głównych rodzajów drzew liściastych tworzących lasy mieszane i rosnący udział roślinności zielnej, wśród których pojawiły się wskaźniki antropogeniczne, w tym zboża. Towarzyszy im obecność pyłu węglowego. Taki obraz zmian sugeruje istnienie hiatusu i brak zapisu z okresu atlantyckiego. Ostatni poziom LPAZ 5 zawiera zapis z okresu subatlantyckiego. Nastąpiła wówczas bardzo wyraźna zmiana w szacie roślinnej, polegająca na silnym odlesieniu. Wzrost udziału zbiorowisk otwartych związany był z antropopresją i pozyskiwaniem terenów pod wypas zwierząt hodowlanych oraz uprawę zbóż. Wykonane datowanie radiowęglowe próbki z głębokości 110 cm wskazuje na okres nowożytny. Ku stropowi profilu udział zbiorowisk leśnych nieco wzrasta, ale nadal widoczna jest wyraźna i ciągła obecność indyktorów osadnictwa i gospodarki człowieka. Funkcjonujące w obrębie zbiornika torfowisko nieco zmieniło swój charakter, wyraźnie zaznaczył się spadek udziału paproci a pojawiły się mchy torfowce. Być może okresowo wzrastał poziom wody, powodując zalewanie powierzchni torfowiska. Wskazuje na to

epizodyczne pojawianie się pyłku roślin wodnych oraz nielicznych cenobiów glonów.

Makroskopowe szczątki roślinne

Wyniki paleobotanicznych badań makroskopowych szczątków roślinnych pozwoliły na wydzielenie w profilu NKB następujących poziomów:

MR 1 (225–205 cm)

Wyróżniony odcinek profilu w spągu budują głównie żółte piaski średnio i gruboziarniste, przechodzące w zapiaszczoną gytę grubodetrytusową (rys. 2). Spągową część poziomu cechuje stosunkowo niska frekwencja makroskopowych szczątków roślin, wśród których oznaczono *Betula humilis/nana*, *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton alpinus*, *P. friessi*, *Nuphar pumila* i *Arctostaphylos uva-ursi*. Występują oospory *Chara* sp.

MR 2 (205–165 cm)

Poziom budują w spągu gytie grubodetrytusowe, przechodzące w silnie rozłożony torf. Jego granicę wyznacza pojawienie się licznych szczątków brzoź drzewiastych i sosny. Powyżej dominują szczątki *Carex pseudocyperus* oraz *Menyanthes trifoliata*. W stropie przeważają *Thelypteris palustris*, *Typha* sp. oraz *Lycopus europaeus*. Obecne są także pojedyncze szczątki *Urtica dioica*, *Ranunculus flammula*, *Comarum palustre* i *Carex rostrata*.

MR 3 (165–145 cm)

Osadem tworzącym ten poziom jest silnie rozłożony torf najbardziej ubogi w subfosylne nasiona i owoce. Występują tylko pojedyncze szczątki *Polygonum bistorta* i *Juncus* sp. Na głębokości 155–160 cm notowane jest ostatnie pojawienie się oospor Characeae.

MR 4 (145–85 cm)

W spągu poziom budują ciemnoszare torfiaste mulki organiczne, przechodzące w kierunku stropu w piaski ilaste, szare oraz piasek średnioziarnisty szary do żółtego z rdzawymi przebarwieniami. Dominują szczątki *Juncus* sp., *Carex* sp. div. W próbkach z głębokości 130–135 cm oraz 105–110 cm obecne są pojedyncze owocki *Alisma plantago-aquatica* i *Batrachium* sp. Obecne są także szczątki *Cyperus fuscus*, *Eleocharis* sp. i *Typha* sp.

Obecność w poziomie MR 1 takich gatunków jak *Betula humilis/nana*, *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton alpinus*, *P. friessi*, *Nuphar pumila*, *Arctostaphylos uva-ursi* jednoznacznie wskazuje na chłodne warunki klimatyczne. *Hippuris vulga-*

ris z reguły występuje jeszcze przy minimalnej temperaturze lipca +10°C. Jest to gatunek, który w Wielkiej Brytanii i Skandynawii pojawia się jako jedna z pierwszych roślin na początku późnego glaciału (Wasylikowa 1964). Kolejny holarktyczny gatunek *Nuphar pumila* – występuje zwykle w zimnych, oligotroficznym wodach i odnajdywany jest w fazach subarktycznych w postaci nasion. Współcześnie w Polsce gatunek ten występuje tylko w pasie północnym, obejmującym Pomorze Wschodnie i Zachodnie. Ma podobne wymagania troficzne, odczynu wód i nasłonecznienia jak *Nuphar lutea*. Innym gatunkiem holarktycznym o rozmieszczeniu okołobiegunowym jest *Arctostaphylos uva-ursi*, którego jeden owocek znaleziono na głębokości 205–210 cm. W Polsce osiąga on południową i południowo-zachodnią granicę zwartego zasięgu (Browicz 1972), rośnie zwykle na wylesionych wydmach, pogorzeliśkach często zachowuje się jak roślina pionierska, tworząc rozległe zielone kobierce.

Wysoki udział oospor *Chara* sp. (rys. 2) sugeruje, że środowisko było bogate w węglan wapnia. Występowało otwarte lustro wody, a głębokość zbiornika mogła dochodzić do 4 m. Charakter osadu potwierdza, że w tym czasie jezioro znajdowało się w fazie inicjalnej, a otaczająca je roślinność nie tworzyła zwartej pokrywy.

Na głębokości 205 cm zanikają taksony wskazujące na chłodne warunki klimatyczne. Początek holocenu zaznacza się wzrostem udziału brzoź drzewiastych i sosny. Zanika notowana jeszcze w spągu poziomu roślinność związana z otwartym lustrem wody. Na jej miejsce wkraczają rośliny związane ze strefą szuwaru oraz rośliny torfowiskowe, wśród których dominują *Carex pseudocyperus* oraz *Menyanthes trifoliata*. Z czasem w strefie szuwaru zaczyna dominować *Thelypteris palustris*, który wraz z *Typha* sp. oraz *Lycopus europaeus* wskazuje na istnienie zbiorowiska *Thelypteridi-Phragmitetum*, a w miarę wypłykania i zarastania zbiornika – zbiorowiska *Betula pubescens-Thelypteris palustris*. To ostatnie najczęściej występuje na podłożu torfów przejściowych, na peryferiach torfowisk w dnach dolin rzecznych (Matuszkiewicz 2008).

Na głębokości 165–145 cm pojawia się warstwa silnie rozłożonego torfu, wyjątkowo uboga w subfosylne nasiona i owoce. Ostatnie pojawienie oospor Characeae świadczy o istnieniu niewielkiego otwartego zbiornika. Obecność *Polygonum bistorta* oraz *Juncus* sp. sugeruje, że nadal trwał rozwój torfowiska niskiego, ale stopień rozłożenia torfu uniemożliwia identyfikację

jego składu i wskazuje na okresowe silne przesuszenie torfu, które miało miejsce najprawdopodobniej w okresie atlantyckim.

Wraz ze stopniowym łądowaniem zbiornika zaczynają dominować rośliny siedlisk suchych i wilgotnych, a zanikają taksony wodne. W poziomie MR 4 na głębokościach 130–135 cm oraz 105–110 cm obecność *Alisma plantago-aquatica* i *Batrachium* sp. sugeruje dwukrotne podniesienie się poziomu wody. Fakt ten zaznacza się również zwiększonym udziałem *Juncus* sp.

Analiza antrakologiczna

W próbkach z profilu NKB 1 znajdowano stosunkowo niewielkie ilości węgla drzewnych i drewnien. Przeciętna liczba ułamków na próbkę wynosiła od 1 do 3 fragmentów. Największą ich liczbę zawierała próbka z głębokości 60 cm, gdzie stwierdzono 7 fragmentów węgla. Odnajdowane ułamki węgla drzewnych były bardzo drobne i mieściły się w przedziałach wielkości: poniżej 0,1 i 0,1–0,3 cm. Większości węgla drzewnych, ze względu na małe rozmiary oraz duży stopień spieczenia i zniszczenia, nie udało się oznaczyć, więc zaliczono je jedynie do taksonów liściastych lub iglastych. Tylko pojedyncze fragmenty węgla oznaczono szczegółowo. Zidentyfikowano następujące taksony: *Alnus* sp. (ogółem 3 fragmenty), *Quercus* sp. (1 fragment), *Pinus sylvestris* (1 fragment) oraz *Salix/Populus* sp. (1 fragment).

Wśród znalezionych fragmentów niespalonego drewna zidentyfikowano jedynie dwa taksony: *Pinus sylvestris* (ogółem 4 fragmenty) i *Alnus* sp. (1 fragment). Podobnie jak w przypadku węgla drzewnych zdecydowanej większości fragmentów nie udało się oznaczyć, ze względu na ich silne storfienie i zanik wewnętrznej struktury anatomicznej.

Węgłe drzewne znajdowano tylko w górnej części profilu, natomiast drewno niespalone w dolnej (rys. 2). Granica między pojawieniem się węgla drzewnych, a występowaniem drewnien jest bardzo ostra i znajduje się na głębokości 145/150 cm p.p.t. tj. pomiędzy próbkami 140–145 cm a 150–155 cm.

Analiza diatomologiczna

Ogółem zidentyfikowano 65 taksonów okrzemek (gatunków i odmian), w tym 64 należące do Pennales i 1 do Centrales. Dominujące w badanych osadach gatunki to: *Gomphonema angustatum*, *Pseudostaurosira polonica*, *Stauro-*

sira venter, *Staurosira* spp., *Staurosirella martyi*. W profilu wydzielonych zostało 5 poziomów stratygraficznych (rys. 2):

O 1 (224–150 cm)

Do głębokości 155 cm okrzemki w ogóle nie występowały. Na głębokości 150 cm nielicznie pojawiły się tylko: *Fragilaria nitzschoides*, *Gomphonema angustatum*, *Staurosirella martyi*.

O 2 (145–130 cm)

Pod względem kategorii siedliskowej dominują tu okrzemki peryfitonowe, głównie *Gomphonema angustatum*, a także m.in. *Karayevia clevei*. Jednak ku stropowi poziomu następuje ich spadek. Widoczne są także gatunki z grupy peryfiton/bentos (np. *Amphora copulata*, *Cocconeis neodiminuta*), taksony bentosowe oraz w mniejszym stopniu gatunki należące do tychoplanktonu pochodzenia poroślowego (wśród nich: *Fragilaria leptostauron*). Wysoki udział osiągnęły okrzemki słodkowodno-brakiczne. Dominantami są również gatunki alkalifilne. Widoczny jest udział mezotrafentów, mezo-eutrafentów, eutrafentów oraz oligo- do eutrafentów. Analiza saprobii wykazała dominację beta-mezosaprobentów.

O 3 (125–110 cm)

Okrzemki występowały w pojedynczych ilościach (m.in.: *Cocconeis disculus*, *C. pseudothumensis*, *Fragilaria leptostauron*, *Planothidium lanceolatum*, *Reimeria sinuata*, *Staurosirella martyi*).

O 4 (105–95 cm)

Pod względem zajmowanego siedliska dominują tu okrzemki bentosowe (*Staurosira* spp.). Podobny udział jak w O 2 osiągnęły gatunki peryfitonowe. Okrzemki reprezentujące pozostałe grupy siedliskowe pojawiały się w niewielkiej liczebności. Dominują taksony słodkowodne (ok. 50% udział) oraz w mniejszym stopniu słodkowodno-brakiczne (np. *Staurosira construens*, *Sellaphora pupula*), większość z nich to w dalszym ciągu gatunki alkalifilne. Analiza trofii wykazała silną dominację mezotrafentów. Widoczny jest także udział eutrafentów. Jednak ich liczebność spada ku stropowi, przy jednoczesnym wzroście udziału mezo-eutrafentów. Pod względem saprobii dominują beta-mezosaprobenty.

O 5 (90–85 cm)

Okrzemki były obecne w znikomej ilości, a co za tym idzie, nie można było przeprowadzić analizy statystycznej tej części rdzenia. Jedynie sporadycznie występowały *Cocconeis disculus*,

Fragilaria nitzschoides, *Gomphonema angustum*, *Hantzschia abundans*, *Luticola acidoclinata*, *Meridion circulare* var. *constrictum*, *Staurosirella martyi*, *Staurosirella pinnata*.

Cladocera

Subfosylne szczątki wioślarek są reprezentowane przez 15 gatunków należących do 2 rodzin (Pawłowski 2012). Najliczniej reprezentowane są gatunki litoralne, należące do rodziny Chydoroidae. Udział gatunków planktonowych z rodzin Bosminidae nie przekroczył 40% wszystkich wioślarek.

CI 1 (224–205 cm)

Na początku fazy, w osadach piaszczystych odnotowano obecność form planktonowych z rodziny Bosminidae – *Bosmina (Eubosmina) coregoni*, *B. (E.) longispina* oraz *B. longirostris*. Wśród form litoralnych występowały: *Chydorus sphaericus*, *Alona affinis* i *Acroperus harpae*. Później wraz z sedymentacją gytii pojawiły się także gatunki takie jak: *Alona rectangula*, *Eurycerus lamellatus* i *Graptoleberis testudinaria*.

CI 2 (205–160 cm)

Na początku fazy widoczny jest wzrost ilości gatunków i frekwencji osobników wioślarek. Nadal dominowały formy litoralne tj. *Chydorus sphaericus*, *Alona affinis*, *Alona rectangula*, ale po raz pierwszy pojawiły się *Alonella nana*, *Alonella exigua*, *Alona guttata*, *Camptocercus rectirostris* oraz gatunki z rodzaju *Pleuroxus* – *Pl. truncatus* i *Pl. uncinatus*. Gatunki planktonowe były reprezentowane wyłącznie przez *Bosmina (E.) coregoni*, który pojawił się tylko na początku fazy.

CI 3 (140–130 cm)

Sporadycznie pojawiły się tylko 2 gatunki litoralne: *Chydorus sphaericus* i *Alona rectangula*.

CI 4 (110–100 cm)

Jest to faza najuboższa w szczątki wioślarek, występował tylko jeden gatunek – *Chydorus sphaericus*.

Obecność wioślarek planktonowych w spągowych partiach rdzenia datowanych na młodszy dryas wskazuje, iż w stadium inicjalnym starorzecza (CI 1) poziom wody był stosunkowo wysoki. W dalszym etapie rozwoju zbiornika warunki sprzyjały litoralnym formom Cladocera, szczególnie tym żyjącym wśród roślinności. Począwszy od fazy CI 2 (205 cm) notuje się obecność gatunków preferujących przebywanie

wśród osadów, ale także w wodach ciepłych, których pojawienie się zwiastuje poprawę warunków klimatycznych. Towarzyszyły im gatunki wskazujące na podwyższoną trofię w zbiorniku. Prawdopodobnie zmiany te należy wiązać z ociepleniem klimatu na początku holocenu. W dalszym rozwoju doszło do obniżenia poziomu wody, na co wskazuje zanik form planktonicznych. Ponadto w zespole wioślarek nastąpiła przebudowa składu, wzrosła zawartość form mogących żyć w środowisku bardziej kwaśnym, przy dużym udziale roślinności w zbiorniku. Pod koniec fazy CI 2 nastąpił systematyczny zanik wioślarek w profilu. Prawdopodobnie zarosnięcie zbiornika nastąpiło stosunkowo szybko, gdyż od głębokości 160 cm nie odnotowano żadnych szczątków tych zwierząt.

Kolejne, krótkotrwałe pojawianie się Cladocera (CI 3 i CI 4) na głębokościach 135 cm oraz 105 cm prawdopodobnie zbiegło się z ponowną obecnością krótkotrwałego zbiornika wodnego, co dokumentują widoczne w profilu litologicznym facje pozakorytowe (mułki i piaski mułkowe) oraz wyniki analizy makroskopowych szczątków roślinnych.

Chironomidae

Z badanych próbek wypreparowano 321 szczątków należących do 42 morfotypów. Analiza stratygrafii zgrupowań Chironomidae pozwala wydzielić cztery strefy datowane na: młodszy dryas (Ch 1), okres preborealny (Ch 2), środkowy holocen (Ch 3 – brak Chironomidae w badanym odcinku rdzenia) i okres subatlantycki (Ch 4) (rys. 2).

Ch 1 (225–210 cm)

Strefa datowana jest na okres późnoglacialny. Dominującym gatunkiem tej strefy jest *Corynocera ambigua*. Poza nim występowały m.in. również szczątki *Dicrotendipes typ nervosus*, *Tanytarsus typ mendax*, *Microtendipes typ pedellus*, *Psectrocladius typ sordidellus*, *Tanytarsus typ lugens* i *Tanytarsus typ lactescens*.

Ch 2 (210–175 cm)

Datowana jest na okres preborealny. To strefa najliczniejszego występowania ochotkowatych. Najwięcej ich szczątków (61) odnotowano na głębokości 185–180 cm. Dominującymi taksonami w tej strefie są *Chironomus typ plumosus*, *Polypedilum typ nubeculosum*, *Ablabesmyia* i *Natarsia*.

Ch 3 (175–160 cm)

Osady ze strefy Ch 3 nie zostały wydatowane, najprawdopodobniej pochodzą ze środkowego holocenu. W tej strefie właściwie nie występują subfosylne szczątki Chironomidae, jedynie na granicy strefy stwierdzono pojedynczą puszkę głowową *Natarsia* – gatunku typowego dla mezotroficznych warunków siedliskowych, często występującego na torfowiskach niskich.

Ch 4 (160–125 cm)

Strefa datowana jest na okres subatlantycki. Znaleziono w niej szczątki siedmiu osobników należących do 5 morfotypów tj. *Chironomus* typ *plumosus*, *Glyptotendipes* typ *pallens*, *Natarsia*, *Tanytarsus pallidicornis* typ 2 oraz *Smittia*.

Na całej długości badanego profilu dominują gatunki preferujące stałe warunki wodne, co sugeruje występowanie choćby płytkiego, ale stałego zbiornika. Nie bez znaczenia jest pojawienie się na głębokościach 205–175 cm oraz 150 cm ziemnowodnych gatunków tolerujących okresowe zanikanie lustra wody (*Limnophyes*, *Parametriocnemus-Paraphaenocladus*, *Pseudorhocladius*, *Smittia*, *Neozavrelia*). Obecność tych morfogatunków wskazuje na zanikanie stałego zbiornika wodnego oraz stopniowe łądowanie już w okresie preborealnym. W okresie atlantyckim i subborealnym nastąpił jego całkowity zanik, na co wskazuje brak szczątków ochotkowatych w całej strefie Ch 3. Pojedynczy osobnik *Natarsia* na granicy stref Ch 3 i 4 był związany z wilgotnymi siedliskami telmatycznymi. Na diagramie (rys. 2) jego obecność sugeruje wysoką, blisko 100% dominację gatunków mezotroficznych, jednak nie należy z tego faktu wyciągać daleko idących wniosków. Występowanie w strefie Ch 4 (okres subatlantycki) niektórych gatunków Chironomidae sugeruje, co najmniej okresową obecność otwartego zbiornika wodnego na badanym stanowisku.

Sekwencja zgrupowań Chironomidae wskazuje na stopniowe zmiany siedliska w stanowisku Kolonia Bechcice. W strefie Ch 1 i na granicy Ch 1 i Ch 2 obserwujemy dominację gatunków związanych z dnem mineralnym (*Corynocera ambigua*, *Tanytarsus* typ *lactescens*, *Tanytarsus* typ *lugens*, *Cladopelma* typ *lateralis*) oraz dnem pokrytym roślinami wodnymi (*Dicrotendipes* typ *nervosus*, *Cricotopus* typ *intersectus*, *Phaenopsectra* typ *flavipes*). Głębokość 195 cm rdzenia stanowi granicę występowania gatunków związanych z dnem mineralnym, chociaż nadal odnotowywane są gatunki naroślinne (m.in. *Ablabesmyia*). Od 180 cm, aż do stropu sekwencji

NKB zarysowuje się wyraźna dominacja taksonów związanych z dnem organicznym tj. *Polypedilum* typ *nubeculosum*, *Procladius*, *Neozavrelia*, *Natarsia*, *Tanytarsus pallidicornis* typ 2.

Wraz ze zmianą warunków hydrologicznych, stopniowym łądowaniem i przemianami zachodzącymi na poziomie mikrosiedlisk wzrosła produktywność zbiornika. Obserwuje się stopniową eutrofizację od mezotroficznego starorzecza w młodszym dryasie, poprzez mezotrofię i mezo-eutroficzne mokradło w okresie preborealnym po eutroficzne i okresowe rozlewiska w subatlantyku. W początkowych fazach istnienia zbiornika licznie występują gatunki oligotroficzne (*Corynocera ambigua*, *Tanytarsus* typ *lugens*) i mezotroficzne (*Chironomus* typ *anthracinus*). W strefie Ch 2 obserwujemy przejście od dominacji Chironomidae preferujących mezotrofię (*Microtendipes* typ *pedellus*, *Tanytarsus* typ *mendax*, *Ablabesmyia*, *Paratanytarsus* typ *penicillatus*) i mezo-eutrofię (*Dicrotendipes* typ *notatus*, *Psectrocladius* typ *sordidellus*, *Monopelopia tenuicalcar*, *Natarsia*) po dominację taksonów typowych dla eutroficznych warunków siedliskowych (*Chironomus* typ *plumosus*, *Phaenopsectra* typ *flavipes*, *Polypedilum* typ *nubeculosum*, *Endochironomus* typ *impar*, *Procladius*).

Dyskusja

W późnym vistulianie w Polsce Środkowej miała miejsce przebudowa układów koryt rzecznych z roztokowych na meandrowe z licznymi starorzeczami (Turkowska 1988, 1992, 2006). Zdaniem Turkowskiej (1985, 1990) już 14,5 tys. lat temu Ner miał wykształcić układ meandrowy, czego nie potwierdzają jednak szczegółowe badania w odcinku między Bechcicami a Lutomińskim. Nie zostały tu bowiem dotychczas udokumentowane wypełnienia paleokoryt starsze od około 13 tys. lat (11 tys. conv. ^{14}C BP) (Kittel 2012). W paleokorytach w dolinie rzeki Grabi na stanowiskach Ldzań i Świerczyna odnotowano z kolei znaczne wahania poziomu wody przypadające na młodszego dryasa, których prawdopodobną przyczyną były ekstremalne zjawiska wezbraniowe (Pawłowski i in. 2016). Zmiany klimatyczne prawdopodobnie jeszcze przed młodszym dryasem prowadziły w dolinie Grabi do intensyfikacji procesów rzecznych i przeobrażeń systemów roztokowych w meandrujące (Pawłowski i in. 2015). Dla części dolin regionu łódzkiego postulowany jest zaś powrót

układu roztokowego w młodszym dryasie, jednak Ner pozostawał w tym okresie w dalszym ciągu rzeką meandrującą (Turkowska 1988, 1990; Turkowska, Dzieduszyńska 2011). Potwierdza to również brak wypełnienia paleokoryt osadami mineralnymi, związanymi z funkcjonowaniem rzeki roztokowej, przy jednoczesnym udokumentowaniu wczesnoholoceńskich osadów pozakorytowych (Kittel i in. 2016).

Badania geochemiczne osadów NKB potwierdzają silną denudację w okresie młodszego dryasu i dostawę materii mineralnej do starorzecza w Kolonii Behcicach. Jest to zbieżne z wynikami analiz paleobotanicznych wskazujących na występowanie w dolinie Neru otwartych, pionierskich zbiorowisk roślinnych. Dominowały gatunki zimnolubne, które obecnie mają w Polsce południową i zachodnią granicę zasięgu. Samo starorzecze NKB, odcięte być może jeszcze w allerödzie, było w młodszym dryasie zbiornikiem dosyć głębokim, o czym świadczy wysoki udział wioślarek planktonowych i obecność roślinności wodnej. Skład chemiczny osadów oraz zbiorowiska roślinne i zgrupowania ochotek wskazują na warunki oligotroficzne, obecność węgla wapnia i występowanie otwartego lustra wody. Zastanawiający jest brak okrzemek w późnoglacialnej fazie rozwoju zbiornika. Chociaż szczątki ochotkowatych w profilu NKB były zbyt nieliczne dla rekonstrukcji klimatycznych, to istnieją takie rekonstrukcje dla sąsiednich stanowisk. Ich wyniki są jednak rozbieżne. Dla stanowisk z niskim udziałem *C. ambigua* dają one średnią temperaturę lipca dla młodszego dryasu około 14°C (Płóciennik 2010). Tam gdzie *C. ambigua* osiąga 80–90% dominacji (Pawłowski i in. 2015) wyniki rekonstrukcji są znacznie niższe – około 8°C.

Wszystkie analizy potwierdzają przebieg granicy pomiędzy młodszym dryasem a holocেনem na głębokości 210–197 cm. Najwcześniejsze zmiany udokumentowane zostały w zgrupowaniach Chironomidae, które szybko dostosowały się do cieplejszych warunków klimatycznych i wyższej trofii (210 cm). Zgrupowania wioślarek i makrofitów występujących w paleokorycie wykazują wyraźną zmianę na 205 cm. Cechy geochemiczne osadów dokumentują przejście z warunków peryglacialnych w typowe dla wczesnego holocenu na głębokości 200 cm. Najpóźniej zareagowały lądowe zbiorowiska roślinne, których reakcja zapisana jest w wynikach analizy pyłkowej na 197 cm. Z zakończeniem młodszego dryasu i nastaniem holocenu rozpoczęło się wyraźne ocieplenie klimatu.

Przeprowadzone rekonstrukcje wskazują na wzrost temperatury o 10°C zimą i o 4°C latem około 9500 BP w dolinie Neru (Kittel i in. 2016). Temperatury powietrza były wówczas wyższe niż obecnie, średnio o 1–1,5°C. Wyższy wzrost temperatury odnotowany został w Europie Zachodniej i Południowej niż we wschodniej części kontynentu (Feurdean i in. 2014; Brooks, Langdon 2014). Wczesny holocen generalnie charakteryzował się spadkiem ilości opadów oraz wilgotności, jednak znaczne zwilgotnienie klimatu miało miejsce na przełomie okresu preborealnego i borealnego około 10200–10500 BP, jak również pomiędzy 9600–8400 BP, kiedy topnienie pokrywy lodowej na obszarach obecnej Kanady i USA doprowadziło do uruchomienia napływu wilgotnych mas powietrza nad Europę i wzmoczonych opadów, których rezultatem były ekstremalne zjawiska wezbraniowe (Starkel i in. 2013). Kittel (2015) sugeruje, że ekstremalne zjawiska wezbraniowe w Kotlinie Kolskiej przypadają na wczesny holocen, natomiast Petera-Zganiacz i in. (2015) datują najintensywniejsze fazy wezbraniowe jeszcze na młodszy dryas.

Pierwszych informacji odnoszących się do występowania wezbrań w dolinie Neru we wczesnym holocenie dostarczają badania wypełnienia paleokoryta na nieodległym stanowisku Lutomiernsk-Koziówki (NKZ 3C) (Kittel i in. 2016). Zrekonstruowane tam fazy wezbrań w dolinie Neru są zgodne z zapisem osadów rzecznych i jeziornych na terenie Europy i Polski, ilustrujących zmiany aktywności fluwialnej. Starkel i in. (2013) datują główne fazy wezbrań na terenie Polski na 9700–9400 BP (szczyt 9600–9500 BP) i 8600–8400 BP (szczyt 8400 BP).

Mimo że w stanowisku NKZ 3C (ok. 2,5 km poniżej NKB) odnotowano wyraźne ślady wezbrań we wczesnym holocenie, warunki w paleokorycie Kolonia Behcice pozostawały stabilne. Skład osadów w profilu NKB wskazuje na jedynie słabą dostawę materii mineralnej i wzrost produkcji autochtonicznej. Także w zbiorowiskach Chironomidae następowało przejście od gatunków związanych z dnem mineralnym do gatunków typowych dla dna organicznego. Stopniowe wypływanie i lądowanie starorzecza wyraźnie sprzyjało zespołom bentosowym. Przejawia się to intensywnym rozwojem ochotkowatych, w tym form ziemnowodnych, ale też przejściem zgrupowań wioślarek od form planktonowych do bentosowych. Przekształcaniu się zbiornika w torfowisko niskie towarzyszył początkowo wzrost trofii i produktywności biologicznej, potem zaś spadek pH, który prze-

jawia się spadkiem liczebności szczątków Chironomidae oraz pojawieniem się gatunków acydofilnych i ziemnowodnych. Być może to jest przyczyną braku okrzemek. Torfienie wiązało się z intensywnym rozwojem roślinności szuwarowej, najpierw turzyc i trzciny, potem paproci i wreszcie ekspansji brzozy. Właśnie brzoza była gatunkiem, który zdominował lasy w dolinie wraz ze wzrostem temperatury powietrza z nastaniem holocenu. Później zastąpiła ją sosna i leszczyna.

W osadach NKB zapis okresu borealnego już jest bardzo słaby. Wyniki analizy palinologicznej wskazują na ekspansję lasów mieszanych, w których obok sosny występowały również wiąz i leszczyna. Samo paleokoryto prawdopodobnie przechodziło fazy wilgotne i suche. O występowaniu zbiornika wodnego w wilgotnych okresach świadczą okrzemki oraz pojedyncze szczątki roślin wodnych i ramienic. Skład chemiczny osadów potwierdza ograniczenie denudacji. Brak jest szczątków wioślarek i ochotek, co świadczy o silnym rozkładzie torfu. Prawdopodobnie fazy suche były bardziej długotrwałe i silniejsze.

W osadach w Kolonii Bechcicach brak jest zapisu okresu atlantyckiego. Być może zatem silne przesuszenie torfowiska NKB nastąpiło dopiero w okresie atlantyckim, na który przypada optimum klimatyczne holocenu. Byłoby to potwierdzenie dla rekonstruowanej fazy stabilizacji den dolin regionu łódzkiego w tym okresie (Turkowska 1988). Jednocześnie dla środkowego odcinka doliny Warty, Forysiak (2005) stwierdził intensyfikację akumulacji osadów biogenicznych, w tym sedimentacji torfów. Choć w innych torfowiskach dolinnych regionu łódzkiego także widoczne są hiatusy z środkowego holocenu (Forysiak 2012). Obok wysokiej temperatury powietrza, okres atlantycki cechuje przemienność następowania faz suchych i wilgotnych związana ze wzmożoną aktywnością opadową (Starkel i in. 2013).

Nad osadami okresu borealnego w profilu NKB bezpośrednio występują antropogeniczne osady neoholoceny. Uzyskane wyniki datowań radiowęglowych z wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych z osadów budujących pokrywę aluwii pozakorytowych wskazują na dwie główne fazy ich akumulacji. Pierwsza jest młodsza od około 750–550 BC, drugą zaś należy wiązać z młodszymi fazami okresu nowożytnego od około połowy XVI w. Akumulacja mułków organicznych przykrywających torfy przebiegała we wczesnej epoce

żelaza w warunkach zwilgotnienia klimatu, a także w początkach okresu subatlantyckiego lub nawet pod koniec okresu subborealnego. W spektrach pyłkowych występują gatunki synantropijne, w tym zboża. Powyżej głębokości 145 cm pojawiają się węgle drzewne, rejestrowane w całej górnej części profilu NKB, dowodzące wzrostu antropopresji (por. Kittel i in. 2011; Kittel 2014). Okresowo, w obrębie paleokoryta, mogły tworzyć się płytkie rozlewiska popowodziowe. Świadczy o tym występowanie w poziomach w obrębie pokrywy osadów pozakorytowych pojedynczych makroskopowych szczątków roślin wodnych, a także wioślarek, ochotek i okrzemek.

Przykłady wzmożenia aktywności fluwialnej w Polsce Środkowej datowane na okres sprzed około 2000 BP udokumentowane zostały w dolinach Neru, Wolbórki (Turkowska 1988), Moszczenicy (Kamiński 1993) i Przysowy (Twardy i in. 2004). Znajdują również potwierdzenie w licznych dolinach Europy Środkowej (por. Kalicki 2006). Najlepiej rozpoznana została faza aktywności fluwialnej w Przysowie, którą wydatowano na około 2300–2200 BP (Twardy i in. 2004), a więc na okres zbliżony do fazy udokumentowanej w Kolonii Bechcice.

Akumulacja piaszczystej pokrywy osadów pozakorytowych w okresie historycznym powszechnie dokumentowana jest w dnach dolin regionu łódzkiego – Luciąży w Rozprzy (Goździk 1982; Wachecka-Kotkowska 2004; Kittel i in. 2015), dolnym odcinku Moszczenicy (Kamiński 1993), Krasówki w Kotlinie Szczercowskiej (Marosik 2002), Lindy koło Ozorkowa (Marosik 2003), Rawki w Rawie Mazowieckiej (Kittel 2013), Dobrzyńki (Kittel 2011), Bzury w Tumie (Forysiak i in. 2015) oraz w dolinie Neru w stanowisku Lutomierni-Koziówki (Kittel 2011; Muzolf i in. 2015). Podtopienie den dolin w okresie historycznym związane jest w głównej mierze z rosnącą antropopresją w dolinach rzecznych (Strzemski 1964; Krzemiński, Maksymiuk 1966; Kurnatowski 1968; Starkel 2002; Olaczek 2000; Dotterweich 2008; Hoffmann i in. 2010; Kaiser i in. 2012).

Podsumowanie

W późnym glacie i holocenie dolina Neru była bardzo dynamicznym układem. Przejawia się to wysoką georóżnorodnością i zmiennością form dna doliny na małej przestrzeni. Przykładem tego jest starorzecze NKB. O ile paleojezio-

ra na wysoczyznach (Żabieniec, Rąbień) przechodziły zmiany bardziej ewolucyjnie i w dłuższym czasie (por. Forysiak 2012), o tyle w przypadku NKB dochodziło do daleko idących zmian funkcjonowania. Od warunków typowo jeziornych przy niskiej trofii, przez płytki eutroficzny zbiornik, torfowisko, po warunki typowo lądowe i występowanie okresowych basenów popowodziowych. Bezpośrednimi przyczynami tych zmian były warunki lokalne – hydrologiczne (działalność fluwialna) i geologiczne (ładowienie). W szerszej skali zależały one od warunków klimatycznych (sumy opadów i temperatura powietrza). W każdej z faz rozwoju rekonstruowano inną wartość ekologiczną w stanowisku NKB. Tylko chłodne warunki klimatyczne sprzyjały funkcjonowaniu jeziornego charakteru tego starorzecza. Ocieplenie klimatu szybko przyczyniło się do eutrofizacji, a następnie przejścia w fazę torfowiskową niewielkiego i płytkiego zbiornika. Dalszy wzrost temperatury i długotrwałe obniżenie poziomu wód gruntowych doprowadziły do uwalniania węgla magazynowanego w torfie do atmosfery. Z kolei działalność człowieka w ostatnich czasach była przyczyną wzmożonej aktywności rzeki i akumulacji osadów pozakorytowych.

Powyższe badania dowodzą, iż małe paleokoryta są bardzo wrażliwe na oddziaływanie lokalnych i regionalnych czynników środowiskowych. Mają duże znaczenie dla środowiska jako zbiorniki wodne, są siedliskiem różnych organizmów, pełnią funkcje retencyjne oraz magazynują węgiel organiczny w fazie torfienia. Mogą również uwalniać CO₂ do atmosfery w okresach suszy. Z całą pewnością są ważne dla zachowania lokalnej geo- i bioróżnorodności, dlatego zasługują na ochronę przy prowadzeniu prac melioracyjnych.

Podziękowania

Badania przeprowadzone zostały jako element programu środowiskowego badań archeologicznych stanowiska Kolonia Behcice 1, w ramach ścisłej współpracy z B. Muzolfem (MAiE w Łodzi) oraz P. Muzolfem (URz). Badania finansowane były w ramach dwóch projektów badawczych MNiSW: nr 1 H01H 025 30 realizowanego w latach 2006–2008 (kierownik Piotr Kittel) i nr N N306 276735 realizowanego w latach 2008–2011 (kierowanego przez Jacka Forysiaka, któremu dziękujemy również za uwagi do tekstu). Prace badawcze powadzono także z środków finansowych Wojewódzkiego Urzędu Ochrony Zabytków w Łodzi oraz Fundacji Badań Archeologicznych imienia Profesora K. Jażdżewskie-

go. Szczególne podziękowania składamy Marcie Koniarek za poprawę językową angielskich fragmentów manuskryptu.

Literatura

- Berglund E.B. 1986. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. J. Wiley and Sons Ltd. Chichester – New York: 1-869.
- Borówka R.K. 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. Wyd. UAM, Poznań, Seria Geografia 54: 1-177.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- Brooks S.J., Langdon P.G. 2014. Summer temperature gradients in northwest Europe during the Late-glacial to early Holocene transition (15-8 ka BP) inferred from chironomid assemblages. *Quaternary International* 341: 80-90.
- Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. 2007. The identification and use of Palaeartic Chironomidae larvae in palaeoecology. Quaternary Research Association, Technical Guide, London: 1-276.
- Browicz K. 1972. Atlas rozmieszczenia drzew i krzewów w Polsce. Tom. 11. PWN, Warszawa: 1-27.
- Dotterweich M. 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101: 192-208.
- Feurdean A., Liakka J., Vannière B., Marinova E., Hutchinson S.M., Mosburger V., Hickler T. 2013. 12,000-Years of fire regime drivers in the lowlands of Transylvania (Central-Eastern Europe): a data-model approach. *Quaternary Science Reviews* 81: 48-61.
- Feurdean A., Persoiu A., Tantau I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrić M., Connor S., Farcas S., Gałka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kunes P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Persoiu I., Płóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tamas, T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. 2014. Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews* 106: 206-224.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.

- Forysiak J., Czubla P., Marosik P. 2015. Geologiczne i geomorfologiczne warunki lokalizacji grodziska w Tumie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 89-104.
- Goździk J. 1982. Środowisko przyrodnicze osadnictwa średniowiecznego okolic Rozpry. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 29: 138-151.
- Hoffmann T., Thorndycraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E. 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change* 72: 87-98.
- Kabata-Pendias A., Pendias H. 1979. Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym. Wyd. Geol., Warszawa: 1-300.
- Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschus O., Küster M., Libra J, Bens O., Hütti R.F. 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climates and human impact – an overview. *E&G Quaternary Science Journal* 61,2: 103-132.
- Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Prace Geograficzne* 204: 1-346.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstoceńska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Kittel P. 2011. Slope and river inorganic deposits as indicators of marked human impact, in the light of research in the Ner River basin (central Poland). *Archaeologia Polona* 49 (2013): 71-86.
- Kittel P. 2012. Budowa i ewolucja doliny Neru w rejonie stanowiska Lutomiernsk-Koziówki w świetle badań geoarcheologicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 113-133.
- Kittel P. 2013. Geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji osadnictwa na przykładzie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 49-79.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-35.
- Kittel P. 2015. The alternative interpretation of chronology of flood events in the mid-Warta River valley: Record of Early Holocene alluviation in the Koło Basin (central Poland). *Quaternary International* 386: 116-121.
- Kittel P., Błaszczuk J., Muzolf B., Cywa K., Wacnik A., Tomczyńska Z., Obremska M. 2011. Traces of Prehistoric Human Impact on Natural Environment in the Ner River Catchment (Central Poland). W: I. Hildebrandt-Radke, W. Dörfler, J. Czebreszuk, J. Müller (red.) *Anthropogenic Pressure in the Neolithic and the Bronze Age on the Central European Lowlands. Studien zur Archäologie in Ostmitteleuropa/Studia nad Pradziejami Europy Środkowej*, B. 8/T. 8. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Dr. Rudolf Habelt GmbH, Poznań-Bonn: 129-141.
- Kittel P., Płóciennik M., Borówka R.K., Okupny D., Pawłowski D., Peyron O., Stachowicz-Rybka R., Obremska M., Cywa K. 2016. Early Holocene hydrology and environments of the Ner River (Poland). *Quaternary Research* 85: 187-203.
- Kittel P., Sikora J., Wroniecki P. 2015. The morphology of the Luciaża River valley floor in the vicinity of the Rozprza medieval ring-fort in light of geophysical survey. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 8: 95-106.
- Krzemiński T., Maksymiuk Z. 1966. Próba rekonstrukcji niektórych elementów krajobrazu pierwotnego okolic Łęczycy. W: A. Nadolski, A. Abramowicz, T. Poklewski (red.) *Łęczycza wczesnośredniowieczna*, t. 1. Ossolineum, Łódź: 23-32.
- Kurnatowski S. 1968. Osadnictwo i jego rola w kształtowaniu się krajobrazu. *Folia Quaternaria* 29: 145-160.
- Kwiatkowski A. 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Torf* 31: 1-17.
- Latałowa M., Tobolski K., Nalepka D. 2004. *Pinus* L. subgenus *Pinus* (subgen. *Diploxylon* (Koehne) Pilger) – Pine. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.) *Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps*. W. Szafer Institute of Botany, Kraków: 165-169.
- Maksimow A., Okruszko H. 1950. Sorbcja i elektrodializa miedzi w torfach. *Roczniki Gleboznawcze* 1: 7-92.
- Matuszkiewicz W. 2008. Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-537.
- Marks L. 2011. Quaternary Glaciations in Poland. W: J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes (red.) *Developments in Quaternary Sciences* 15: 299-303.
- Marosik P. 2002. Ukształtowanie terenu i warunki geologiczne na stanowisku archeologicznym nr 11 w Grabku oraz na obszarze przyległym w dnie doliny Krasówki. W: R. Grygiel (red.) *Badania archeologiczne na terenie odkrywki „Szczerców” Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów” S.A.*, t. II. Fundacja Badań Archeologicznych imienia Konrada Jażdżewskiego, Fundacja UAM, Łódź: 9-23.
- Marosik P. 2003. Sytuacja geomorfologiczna w rejonie stanowiska archeologicznego. W: R. Grygiel (red.) *Ratownicze badania archeologiczne na stanowisku 6-7 w Kowalewicach, pow. Zgierz*,

- woj. łódzkie. *Via Archaeologica Lodziensis* 1: 15-24.
- Muzolf B., Kittel P. 2007. Sprawozdanie z sondażowo-weryfikacyjnych w miejscowości Kolonia Bechcice (Biłgoraj) na stan I. Maszynopis w Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi.
- Muzolf B., Kittel P., Płociennik M., Głęb Z., Okupny D. 2015. Wczesnonowozytne płociennictwo w świetle badań reliktów moczdyła na stanowisku Lutomiersk-Koziówki. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi* 46: 187-210.
- Okupny D., Borówka R.K., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2014. Skład chemiczny osadów organicznych ze stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensis* 102: 71-86.
- Okupny D., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2013. Cechy denudacji w regionie łódzkim w późnym vistulianie w świetle chemicznych badań osadów torfowiskowych. *Acta Geographica Lodziensis* 101: 89-99.
- Olaczek R. 2000. Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych W: J. Kołtuniak (red.) *Rzeki. Kultura, Cywilizacja, Historia*. Tom 9: 119-141.
- Pawłowski D. 2012. Younger Dryas Cladocera assemblages from two valley mires in central Poland and their potential significance for climate reconstructions. *Geologos* 18: 237-249.
- Pawłowski D., Borówka R.K., Kowalewski G., Luoto T.P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Płociennik M., Woszczyk M., Tomkowiak J., Zieliński T. 2016. The response of flood-plain ecosystems to the Late Glacial and Early Holocene hydrological changes: A case study from a small Central European river valley. *Catena* 147: 411-428.
- Pawłowski D., Kowalewski G., Milecka K., Płociennik M., Woszczyk M., Zieliński T., Okupny D., Włodarski W., Forsyjak J. 2015. A reconstruction of the palaeohydrological conditions of a flood-plain: a multi-proxy study from the Grabia River valley mire, central Poland. *Boreas* 44: 543-562.
- Penczak T., Kruk A., Grabowska J., Śliwińska A., Koszaliński H., Zięba G., Tybulczak S., Galicka W., Marszał L. 2010. Wpływ stopniowej poprawy jakości wody w rzece Ner na regenerację ichtiofauny. *Roczniki Naukowe PZW* 23: 97-117.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płociennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events: A case study from the middle Warta River valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Płociennik M. 2010. Sukcesja zgrupowań Chironomidae torfowiska Żabieniec w późnym vistulianie i holocenie W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyjak (red.) Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 141-150.
- Reimann C., Arnoldussen A., Boyd R., Finne T.E., Koller F., Nordgulen Ø., Englamaier P. 2007. Element contents in leaves of four plant species (birch, mountain ash, fern and spruce) along anthropogenic and geogenic concentration gradients. *Science of the Total Environment* 377: 416-433.
- Rolland N., Larocque I. 2007. The efficiency of kerosene flotation for extraction of chironomid head capsules from lake sediments samples. *Journal of Paleolimnology* 37: 565-572.
- Rydelek P. 2013. Origin and composition of mineral constituents of fen peats from Eastern Poland. *Journal of Plant Nutrition* 36: 911-928.
- Sapek A. 1972. Wiązanie miedzi, manganu i cynku przez substancje próchniczne z torfów. *Roczniki Gleboznawcze* 23,2: 51-55.
- Stachowicz-Rybka R. 2011. Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. *Acta Palaeobotanica* 51: 39-104.
- Starkel L. 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91: 25-32.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40,1: 1-21.
- Strzemski J. 1964. Uwagi ogólne o przemianach środowiska geograficznego Polski jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa od połowy trzeciego tysiąclecia p.n.e. do naszych czasów. W: J. Leskiewiczowa (red.) *Zarys Historii Gospodarstwa Wiejskiego w Polsce*, t. 1: 8-28.
- Turkowska K. 1985. Osady dna doliny Neru w Lublinku koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensis* 50: 51-167.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensis* 57: 1-157.
- Turkowska K. 1990. Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years; a detailed study in Lublinek near Łódź, Central Poland. *Quaternary Studies in Poland* 9: 85-99.
- Turkowska K. 1992. Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8 000 na niezłodowaconych, nizinnych obszarach Polski. *Przegląd Geologiczny* 40,10: 591-594.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D. 2011. Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner

- valley system, Central Poland. *Geographia Polonica* 84: 147-162.
- Twardy J., Kamiński J., Moszczyński J. 2004. Zapis gospodarczej i osadniczej działalności człowieka z okresu lateńskiego i rzymskiego w formach i osadach Polski Środkowej. W: D. Ablamowicz, Z. Śnieszko (red.) *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski*. Muz. Śląskie w Katowicach, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, Katowice: 197-221.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Zmiany środowiska doliny dolnej Luciąży w holocenie. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 6: 47-70.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.

Summary

Over the last decade intensive geoarchaeological studies in the Ner River middle section, east to Lutomiersk town, have been conducted. This stretch of the valley is composed from the Late Weichselian and Holocene sediments, well documented in Kolonia Bechcice (NKB) palaeochannel sediments. The NKB sequence was analysed according to the abiotic (geological and chemical sediment composition) and biotic (plant macrofossils, charcoal, pollen, diatoms, cladocerans and midges) proxy. The investigated palaeochannel was cut-off from the riverbed in the Younger Dryas. Its history may be divided into five distinct phases. During the Younger Dryas, the NKB was a relatively deep, oligo-

trophic water body. Open communities of boreal plant species dominated in the valley. Abundant cold-adapted cladocerans and midges were found in the oxbow. From the onset of the Holocene, the lake became a eutrophic, overgrown pond which quickly palludified and transformed into a rich fen with ferns and birches. During the Preboreal Period, birch and pine forests, subsequently replaced by mixed coniferous forests in the Boreal Period, emerged in the NKB vicinity. At that time, the ecosystem of the fen went through wet and dry phases, which caused peat decomposition. Possibly due to permanent dry conditions, there is a hiatus in the middle of the Holocene fen stratigraphy. A peat sequence is covered by fluvial silt and sand deposits from the Subatlantic Period. In this layer, there are few aquatic plant macrofossils, diatoms, cladocerans and chironomids, which indicates the existence of seasonal pools. In pollen communities, there are present synanthropic species and cereals, as well as a visible increase in the share of NAP. From the 145 cm core depth, charcoal remains start to accumulate in the sediment. Seasonally, shallow pools emerged after local floods in the palaeochannel. In the sediments from the last few centuries, an increase of fluvial activity and accumulation of overbank deposits can be observed, which is associated with human activity. Since the Younger Dryas, the Ner River valley has been a dynamic system linked to local hydrological and geological conditions. The NKB palaeochannel has remained under a much stronger pressure of climate changes than palaeolakes located on uplands in the Łódź region.

ZAPIS HOLOCENŃSKICH PROCESÓW EOLICZNYCH W OSADACH WYBRANYCH JEZIOR KOPALNYCH I TORFOWISK CENTRALNEJ POLSKI

Record of Holocene aeolian processes in deposits of selected palaeolakes and peatlands in Central Poland

JULIUSZ TWARDY*, JACEK FORYSIAK*

Zarys treści. Artykuł przedstawia związki przestrzenne wydmy i obszarów mokradłowych w centralnej Polsce oraz zapis aktywności eolicznej w osadach biogenicznych. Interakcję wydmy i sąsiadujących z nimi torfowisk rozpatrzono dla holocenu, nawiązując do chronologii archeologicznej. Przedstawione stanowiska z środkowej Polski dobrze ilustrują zapis wzbudzaných antropogenicznie zmian, jak też reakcję na te zmiany w geosystemach mokradłowych. Osady eoliczne składane były w postaci mięszszych warstw w osadach biogenicznych w strefie styku wydmy i mokradła lub cieńszych wkładek i domieszek – w innych częściach badanych torfowisk. Dla młodziej części holocenu okresy zintensyfikowanych procesów eolicznych odniesiono do etapów tzw. antropogenicznej fazy wydmotwórczej.

Słowa kluczowe: torfowisko, wydmy i pola piasków eolicznych, holocen, antropopresja, środkowa Polska

Abstract. The article is focused on considerations on spatial relationships between dunes and wetlands in Central Poland and also on aeolian record in organic deposits. The interactions between dunes and neighboring peatlands have been analysed for the Holocene, according to the archaeological chronology. The presented sites illustrate well the record of human induced processes as well as the reaction of wetland ecosystems. Aeolian deposits were deposited as thick layers within biogenic sediments at the contact zone of dunes and wetlands and as thinner interlamination or admixtures in other parts of the studied peatlands. For the Late Holocene, periods of intensified interaction between aeolian processes and peatland have been related to stages of the so-called human-induced dune forming phase.

Key words: peatlands, dunes, aeolian sand covers, Holocene, human impact, Central Poland

Wprowadzenie

Na obszarze Niżu Środkowopolskiego wśród form geomorfologicznych ukształtowanych w późnym wistulianie duże rozprzestrzenienie mają równiny torfowisk i akumulacyjne formy eoliczne, w postaci wydmy i pól piaszczystych. Zarówno obszary mokradłowe, jak i formy eoliczne funkcjonowały również w holocenie, kiedy to modyfikacji podlegały ich cechy morfologiczne i litologiczne. W tym okresie, poza czynnikami naturalnymi, coraz silniej do ewolucji mokradła i wydmy przyczyniała się działalność człowieka. Łatwo spostrzec, że pomiędzy wspomnianymi grupami form istnieją ściśle związki przestrzenne. Dlatego dalszego wyja-

śnienia wymaga problem zależności pomiędzy położeniem wydmy i pól piaszczystych a mokradłami, jak też interakcji zachodzących między procesami eolicznymi i zabagnianiem terenu w strefach kontaktu tworzących się i funkcjonujących form. Istnieje stosunkowo bogate piśmiennictwo z zakresu tej problematyki, zarówno z obszaru środkowej Polski (m.in.: Dylikowa 1958, 1967; Wasylikowa 1964; Gawlik 1970; Krajewski 1977a, 1997), jak i terenów przyległych (m.in.: Kobendza 1961; Tobolski 1966; Rotnicki 1970). Publikacje te dotyczą jednak głównie etapu późnowistuliańskiego, zaś intencją autorów niniejszej pracy jest ukazanie morfologicznych i geologicznych efektów zdarzeń indukowanych działalnością człowieka w holocenie.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl, jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Późnovistuliańskie procesy eoliczne zostały zakończone w wyniku ekspansji roślinności zielonej i formacji leśnych na początku okresu preborealnego, jednak kolonizacja tych ubogich siedlisk trwała zapewne znacznie dłużej niż w przypadku żyznych, wilgotnych dolin rzecznych, a nawet wysoczyzn. Świadczyć o tym mogą znacznie wyższe sumy pyłku roślin zielonych na początku okresu preborealnego w stanowiskach Witów (Wasylikowa 1964) i Rąbień (Balwierz 2005), w porównaniu do zapisu zmian roślinności w torfowisku Wilczków (Obremska 2012) czy Żabieniec (Balwierz 2010). Z powodu słabszej zwartości szaty roślinnej, przemieszczanie materiału eolicznego z górnych partii wydym w kierunku ich podnóża i przedpola zaznaczało się jeszcze w okresie preborealnym. Jeśli na przedpolu wydym funkcjonowały zbiorniki akumulacji biogenicznej, tak jak w Witowie czy Rąbieniu, to w osadach biogenicznych znajduje się materiał dostarczony przez transport eoliczny. W Witowie udokumentowane są osady na stoku wydmy, który podlegał zabagnianiu lub okresowemu zalewaniu wodami jeziora. Do okresu preborealnego zaliczona została tu warstwa zapiaszczonej gytyi, przykrywającej eoliczne piaski na stoku wydmy, korelowane z młodszym dryasem. W diagramie pyłkowym zmniejsza się stopniowo udział roślin zielonych z grupy heliofitów na korzyść roślin siedlisk wilgotnych i wodnych (Wasylikowa 1964). Dopiero wówczas można mówić o zakończeniu naturalnych procesów eolicznych. Podobnie w Rąbieniu, gdzie w rdzeniu osadów pobranych w centralnej części torfowiska, na przejściu od młodszego dryasu do okresu preborealnego zaznacza się szybki spadek zawartości materii mineralnej, wynikający zapewne ze stopniowego utrwalania wydym przez roślinność. Jednak pełne pokrycie roślinnością zlewni ówczesnego jeziora nastąpiło dopiero pod koniec okresu preborealnego, kiedy zawartość materii organicznej w osadach zbliżyła się do 90% (Forysiak i in. 2012). Późniejsze ślady aktywności procesów eolicznych i ich zapis w osadach biogenicznych należy łączyć w większości przypadków z działalnością człowieka. Uaktywnienie wydym i pól eolicznych wynikało z rozrzedzenia pokrywy roślinnej, a uruchomiony i transportowany piasek i pył eoliczny akumulowany był także w mokradłach, podlegających naturalnym fluktuacjom klimatycznym. Należy podkreślić, że suche geosystemy eoliczne, a szczególnie te, które znajdowały się w sąsiedztwie zbiorników wodnych lub mokradeł i torfowisk, były od późnego paleolitu atrakcyjnymi miejscami osiedlania się ludzi.

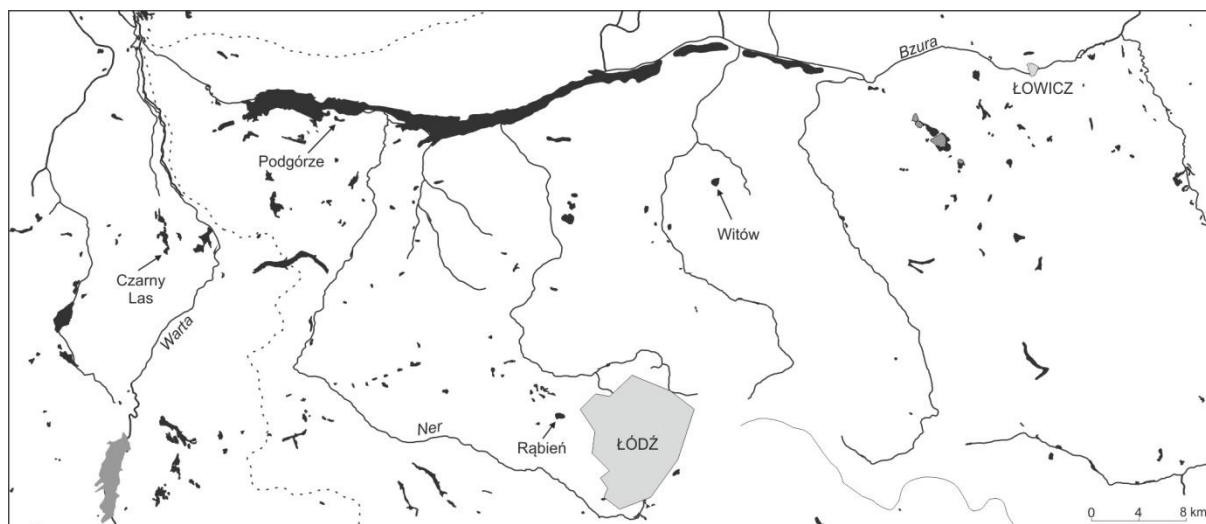
Położenie stanowisk

Duże nagromadzenie wydym i towarzyszących im stosunkowo licznych, choć niewielkich torfowisk w środkowej Polsce daje potencjalne możliwości badania zagadnień przedstawianych w niniejszej pracy. Mimo to niewiele jest udokumentowanych stanowisk z bezpośrednim zabezpieczeniem się procesów eolicznych i paludyfikacyjnych, co ogranicza analizę do czterech głównych stanowisk: Rąbień, Witów, Czarny Las i Podgórze (rys. 1).

Torfowisko Rąbień jest stanowiskiem opisywanym w literaturze geomorfologicznej, paleobotanicznej czy botanicznej (m.in.: Balwierz 2005; Żurek 2005; Kloss 2005; Kucharski, Kloss 2005; Forysiak 2012; Forysiak i in. 2012). Na przylegającej do niego wydymie prowadzono badania archeologiczne, a stanowiska określono jako Aleksandrów Łódzki (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Rąbień położony jest w bezpośrednim sąsiedztwie działu wodnego pierwszego rzędu, w obrębie Wysoczyzny Łaskiej (318.19 – wg Kondrackiego 1978), w obniżeniu o poligenetycznym pochodzeniu (Forysiak 2012), otoczonym przez formy polodowcowe, denudacyjne i eoliczne. Wydmy przylegające od zachodu do misy torfowiska są jednym z najwyższych położonych zespołów wydym w regionie łódzkim (rys. 2).

Kolejne stanowiska znajdują się w pradolinie warszawsko-berlińskiej (Jewtuchowicz 1967; Krajewski 1977b). Wydyma w Witowie i przylegające do niej bagno Silne Błoto położone są na tzw. równinie Woli Mąkolskiej (Klatkowska 1972), która stanowi element łączący Wzniesienia Łódzkie z pradolina. Biorąc pod uwagę podział Kondrackiego (1978) okolice Witowa zalicza się do Równiny Łowicko-Błońskiej (318.72). Torfowisko Silne Błoto zajmuje misę uformowaną w słabo zaznaczonej dolinie, o małym spadku w kierunku północnym, przegrodzoną zespołem wydym witowskich (rys. 3).

Badane przez Krajewskiego (1977a) stanowisko Podgórze znajduje się w widłach Warty i Neru, w podłódzkim odcinku pradolinie warszawsko-berlińskiej, a zgodnie z fizycznogeograficzną regionalizacją Kondrackiego (1978) w południowo-wschodniej części Kotliny Kolskiej (318.14). Na stanowisku tym analizie poddano dwie wydmy łukowo-paraboliczne średniej wielkości, połączone ze sobą ramionami. Wydmy wg Krajewskiego (1977b) znajdują się na II poziomie pradolinny, a ich podłożem są aluwialne utwory vistuliańskiej terasy nadzalewowej, wznoszącej



Rys. 1. Położenie badanych stanowisk na tle rozmieszczenia torfowisk okolic Łodzi

Location of investigated sites against peatland in the area of Łódź

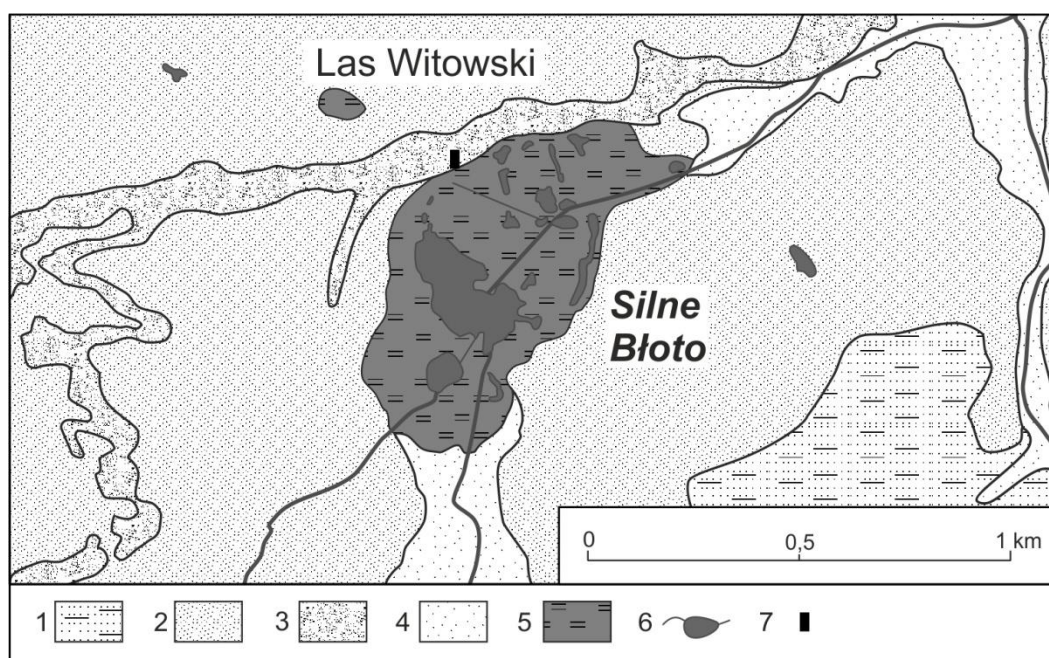


Rys. 2. Rąbień. Położenie torfowiska oraz punktów badawczych na podkładzie rysunku poziomicowego (wg Marosika 2011)

1 – położenie stanowiska archeologicznego Aleksandrów Łódzki 1; 2 – położenie badanych rdzeni osadów biogenicznych; 3 – wykopy geologiczne; 4 – przebieg przekroju geologicznego (rys. 6)

Location of peatland and investigated profiles on the groundwork of altitude drawing (after Marosik 2011)

1 – location of archeological site Aleksandrów Łódzki 1; 2 – location of investigated cores of biogenic deposits; 3 – trenches; 4 – location of geological cross-section (Fig. 6)



Rys. 3. Witów. Szkic geomorfologiczny (wg Forysiaka 2012, zmieniony)

1 – poziom rzeczno-peryglacjalny; 2 – pola piasków eolicznych; 3 – wydmy; 4 – dna dolin; 5 – torfowisko; 6 – wody powierzchniowe; 7 – lokalizacja „odkrywki zachodniej” z profilami I, II i VII (wg Wasylikowej 1964, 1999)

Witów. Geomorphological sketch (after Forysiak 2012, changed)

1 – fluvial-periglacial level; 2 – aeolian sand sheets; 3 – dunes; 4 – valley floors; 5 – peatland; 6 – surficial waters; 7 – location of the “western exposure” with the profiles I, II and VII (after Wasylikowa 1964, 1999)

się 2–4 m n.p.rz. (Nowacki 1993). Tuż na południe od nich równoleżnikowo przebiega słabo zarysowana, miejscami znacznie zabagniona, szeroka i płytka dolina niewielkiego ciekę o nazwie Struga Figła (por. rys. 4, sygnatura 1), który wpada lewostronnie do dolnego Neru w odległości około 8 km na WNW od badanych wydm. Na północ od interesujących nas form, w odległości około 1 km, przebiega Kanał Zbylczycki, również uchodzący do Neru. Niewielkie strugi rozpoczynające swój bieg tuż na północ od badanych wydm są dopływami Kanału Zbylczyckiego. Niewykluczone, że dolinę tego rodzaju strugi wypełniało małe torfowisko, które wskutek przykrycia utworami eolicznymi z rozwiewanej wydmy północnej stało się obiektem kopalnym (por. rys. 4, sygnatura 2).

Czarny Las jest torfowiskiem położonym w dolinie Warty, w południowej części Kotliny Kolskiej (318.14), w obszarze gdzie dolina Warty łączy się z pradoliną warszawsko-berlińską. Znajduje się w obrębie terasy niskiej (Forysiak 2012), w obniżeniu przylegającym bezpośrednio do terasy wysokiej, której słabo zaznaczoną w tym odcinku krawędź maskuje zespół form eolicznych. Do opisywanego torfowiska, będącego południową częścią większego obszaru mo-

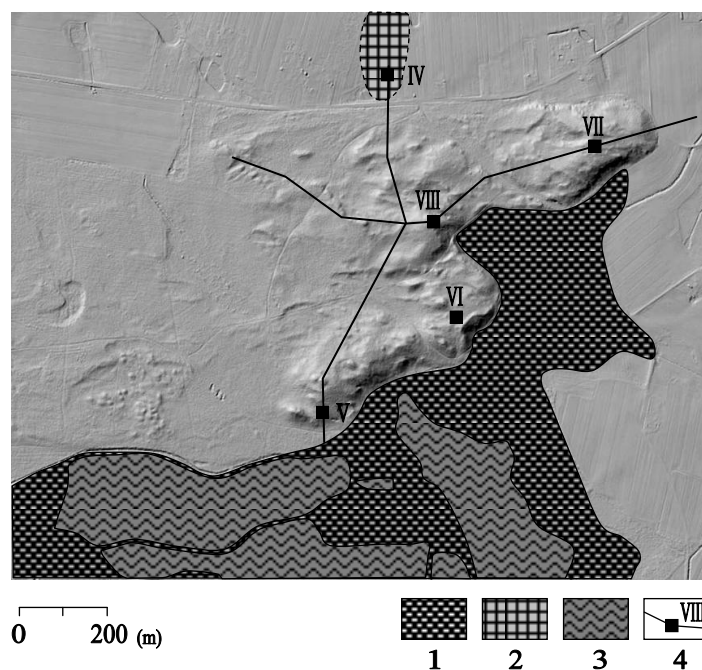
kradłowego (Forysiak 2012), bezpośrednio przylega niewielka wydma (rys. 5).

Ślady aktywności procesów eolicznych w osadach biogenicznych

We wprowadzeniu zaproponowano rozpatrzenie problemu kontaktu wydm i obszarów podmokłych, kształtującego się w warunkach umiarkowanego klimatu holocenu, kiedy wzbudzenie procesów eolicznych spowodowane było antropogenicznymi przeobrażeniami krajobrazu. Stąd też osią porządkującą analizę dyskusowanego zagadnienia będzie chronologia archeologiczna, odnoszona do palinostratygrafii holocenu.

Mezolit

Dla dwóch analizowanych obszarów pierwszy istotniejszy epizod aktywności eolicznej w holocenie można wiązać z mezolitem. Osadnicy kultury komornickiej, których ślady bytowania odkryto na stanowisku Aleksandrów Łódzki 1 (Niesiołowska, Płaza 2011), z pewnością naruszyli naturalną pokrywę roślinną na wydmie

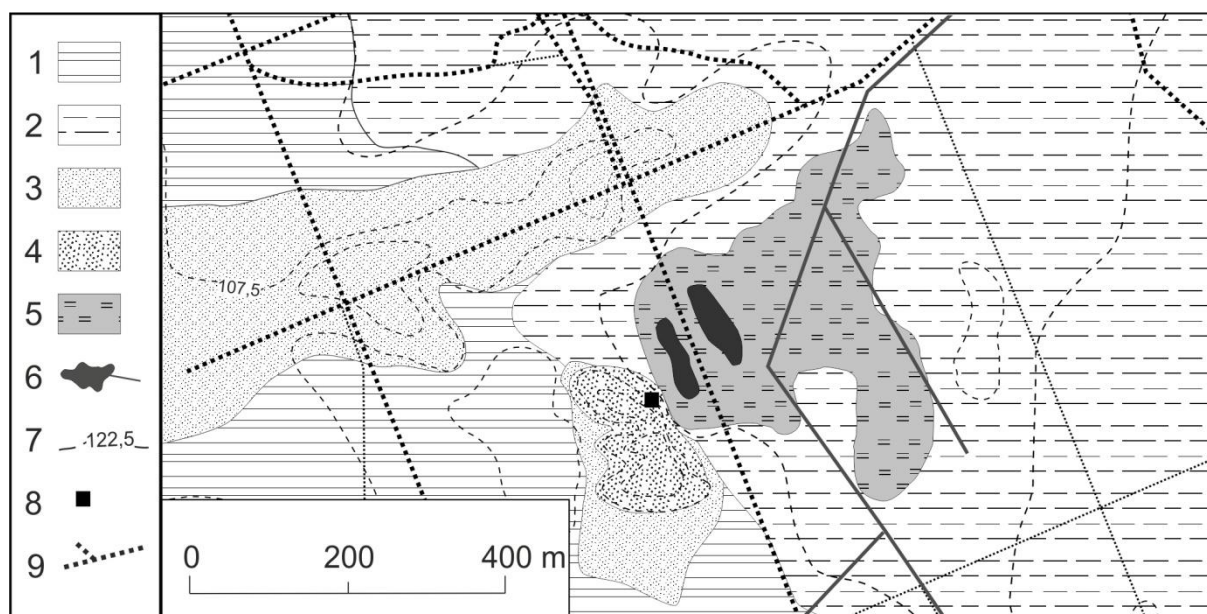


Rys. 4. Podgórze. Położenie badanych wydym (za Krajewskim 1977a) na tle numerycznego modelu terenu i wybranych elementów środowiska

- 1 – mokradła i torfowiska; 2 – kopalne torfowisko; 3 – sztuczne zbiorniki wodne;
4 – przebieg przekrojów geologicznych i lokalizacja odkrywek wraz z numeracją (za Krajewskim 1977a)

Podgórze. Location of investigated dunes (after Krajewski 1977a) against DEM and selected environmental features

- 1 – wetlands and peatland; 2 – buried peatland; 3 – water basins;
4 – location of cross-sections and trenches with numbering by Krajewski (1977a)



Rys. 5. Czarny Las. Szkic geomorfologiczny z lokalizacją odkrywki

- 1 – terasa wysoka; 2 – terasa niska; 3 – pola piasków eolicznych; 4 – wydmy; 5 – torfowisko; 6 – zbiorniki poeksploatacyjne i cieki; 7 – poziomice; 8 – lokalizacja badanej odkrywki; 9 – drogi

Czarny Las. Geomorphological sketch

- 1 – high terrace; 2 – low terrace; 3 – aeolian sand sheets; 4 – dunes; 5 – peatland; 6 – post-exploitation basins and streams;
7 – contourlines; 8 – location of the studied trench; 9 – roads

przylegającej do ówczesnego jeziora, wypełniającego misę obecnego torfowiska. Jednak zarówno w osadach eolicznych odsłoniętych u podstawy wydmy (rys. 6), jak i w osadach jeziornych ten epizod działalności człowieka nie pozostawił jednoznacznych śladów. W wykopie położonym u podnóża wydmy znajduje się warstwa określona jako gleba hydrogeniczna (Marosik 2011), z której węgle drzewne wydatowano radiowęglowo na 8780 ± 150 lat BP (Lod 577), czyli 10 150–9550 lat BP, ale ekspertyza palinologiczna tej warstwy wskazuje raczej na jej starszy wiek niż podane datowanie (Balwierz 2011). Ponad tą glebą zalega seria piasku z humusem oraz eolicznych piasków drobno i średnioziarnistych, która jest efektem przewiewania piasku w kierunku misy torfowiska. Z kolei w rdzeniu R-II, pobranym z centrum torfowiska (rys. 2), w odcinku datowanym od 9 do 10 tysięcy lat kalibrowanych BP zaznacza się nieznaczny wzrost zawartości substancji mineralnej w gytii, a zwłaszcza wzrost udziału pierwiastków wskazujących na zwiększanie się erozji zlewni (Okupny 2013; Płaza i in. 2015). Może to być skutkiem dostawy do ówczesnego jeziora piasku i pyłu z rozwiewanych wydm. Po tym okresie można mówić o regeneracji pokrywy leśnej w otoczeniu, zaznaczonej ponownym wzrostem zawartości substancji organicznej we wspomnianym rdzeniu, a w spektrum pyłkowym wzrostem udziału roślin siedlisk wilgotnych (Forysiak i in. 2012). Obecność serii torfu datowanej w spągu na 8130 ± 120 lat BP (Lod 600; 9300–8750 lat kalibrowanych BP), udokumentowanej w wykopach u podnóża wydmy (rys. 7), potwierdza wzrost wilgotności podłoża na kontakcie wydmy z torfowiskiem i ekspansję torfowiska w kierunku stoku wydmy (Marosik 2011).

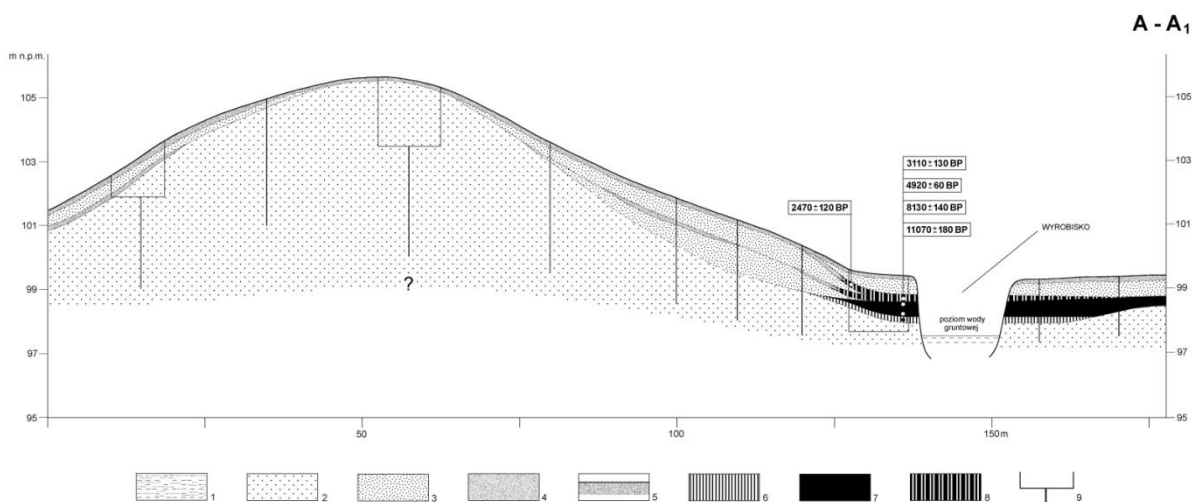
W Witowie na wydmie również stwierdzona została działalność przedstawicieli kultury komornickiej (Chmielewska 1961, 1979), której efektem było uruchomienie procesu rozwiewania wydmy i akumulacji piasku na brzegu bagna, na serii piasku humusowego i torfu z domieszkami piasku (Wasylikowa 1979, 1999). Warstwę, w której występują artefakty tej kultury, Wasylikowa wiąże z chronozoną preborealną i początkiem borealnej (rys. 8). Datowanie węglików pochodzących z palenisk horyzontu komornickiego dało wynik 8180 ± 140 lat BP (tj. 9445–8700 lat kalibrowanych BP). Następnie – już w okresie borealnym – nastąpiła regeneracja zbiorowisk leśnych i silniejszy rozwój roślinności szuwarowej, związanej być może z poprawą warunków wilgotnościowych i wkroczeniem zbiorowisk torfotwórczych wyżej na stok wydmy (Wasyli-

kowa 1999). Do końca chronozony borealnej oraz w chronozonie atlantyckiej sukcesja roślinności na wydmie i jej otoczeniu generalnie nie była zakłócana. W profilu VII z tym okresem związana jest co prawda kilkunastocentymetrowa warstwa piasku (rys. 8), lecz zarówno źródła archeologiczne jak i paleobotaniczne nie wskazują na działalność osadniczą w tym czasie.

Okres stabilizacji warunków morfodynamicznych trwał w Rąbieniu do pojawienia się przedstawicieli kultury janisławickiej, których obecność została udokumentowana licznymi znaleziskami na stanowisku Aleksandrów Łódzki 1. Mimo braku datowań bezwzględnych znalezisk, wiek funkcjonowania obozowisk autorzy badań archeologicznych szacują na około 7800–7300 lat BP (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011; Płaza i in. 2015). Na podstawie analizy geochemicznej osadów z rdzenia R-II obliczony został wskaźnik erozji zlewni torfowiska (Płaza i in. 2015), który wskazuje na wzrost dostawy charakterystycznych pierwiastków, świadczących o możliwości występowania odlesień. Balwierz (2011) w rdzeniu z wiercenia 3 (rys. 2) stwierdziła pojawienie się w materiale pyłkowym zarodników orlicy (*Pteridium aquilinum*) poniżej próbki datowanej na 5630 ± 120 lat BP (Lod 579; tj. 6550–6290 lat kalendarzowych BP). W próbkach z rdzenia R-II został także udokumentowany wzrost udziału mikrowęgli oraz zarodników orlicy (Obremska 2012), co może wskazywać na pożary lasów w otoczeniu wydmy i torfowiska oraz wkroczenie roślinności na obszary pożarzysk. Na torfie u stóp wydmy w Rąbieniu zalega warstwa piasku (Marosik 2011), która może być dowodem na słaby transport z obszaru wydm (rys. 7, 9). Fakt ten nie wpłynął jednak na zmiany ukształtowania terenu na kontakcie wydmy i torfowiska.

Neolit

Prace archeologiczne na wydmach w Aleksandrowie Łódzkim nie przyniosły znalezisk, które można korelować z neolitem, to jednak na stanowisku 1 udokumentowano palenisko datowane na 4890 ± 60 lat BP (3800–3600 lat BC; Lod 1276), które jak sugerują Niesiołowska-Śreniowska i Płaza (2011) może być łączone z działalnością ludności kultury pucharów lejkowatych. Podkreślić należy, że zarówno na stanowisku jak i w jego otoczeniu brakuje materiału archeologicznego, który potwierdzałby takie datowanie. Jednak analizy palinologiczne wykonane przez Balwierz (2005, 2011) wskazują na znaczny wzrost udziału pyłku roślin związanych

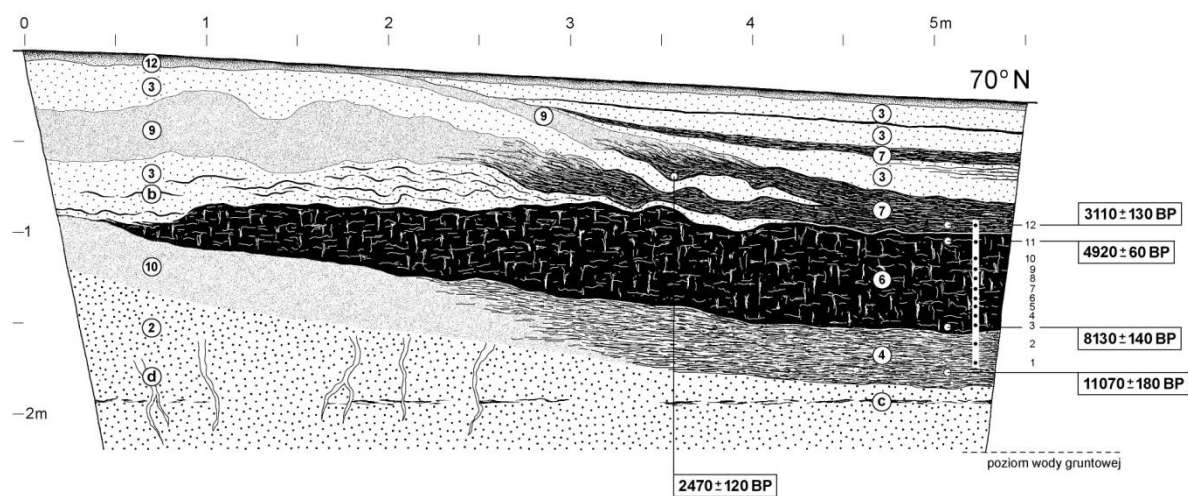


Rys. 6. Rąbień. Przekrój geologiczny przez wydęgę i skraj torfowiska (wg Marosika 2011)

1 – piaski i mułki warstwowane; najstarsza seria eoliczna; 2 – piaski różnoziarniste, warstwowane, starsza seria eoliczna (wydmowa); 3 – piaski średnio- i drobnoziarniste oraz pyły, młodsze serie eoliczne; 4 – poziomy próchniczne gleby kopalnych z warstwami pożarowymi; 5 – poziom próchniczny gleby współczesnej; 6 – mułek organiczny; 7 – torf zapiaszczony; 8 – mułek torfiasty, zapiaszczony; 9 – wykopy i wiercenia

Geological cross-section of dune and peatland (after Marosik 2011)

1 – sand and silt (laminated); oldest aeolian cover; 2 – multi-grained sand (laminated), older dune series; 3 – medium- and fine-grained sands and silts, younger dune series; 4 – buried topsoil with fire levels; 5 – present topsoil; 6 – organic mud; 7 – sandy peat; 8 – sandy mud with peat; 9 – trenches and cores

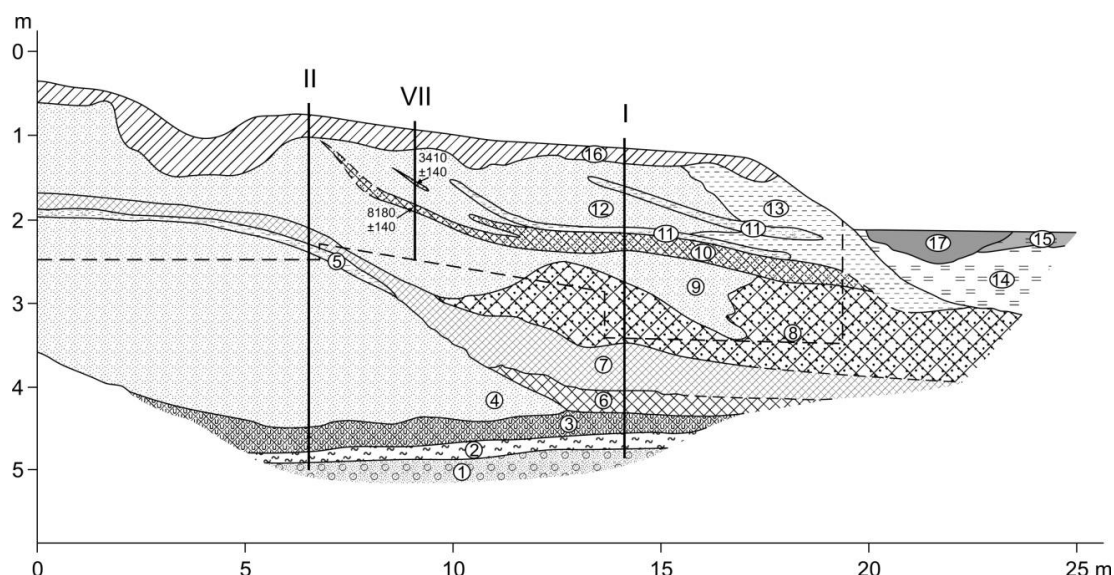


Rys. 7. Rąbień. Wykop 6 (wg Marosika 2011)

2 – piaski średnioziarniste z domieszkami drobno- i gruboziarnistych; starsza seria wydymowa; 3 – piaski drobno- i średnioziarniste; młodsze serie wydymowe; 4 – mułek organiczny; 6 – torf zapiaszczony; 7 – mułek torfiasty, zapiaszczony; 9 – poziom próchniczny gleby kopalnej; 10 – piaski humusowe; 12 – poziom próchniczny gleby współczesnej; inne oznaczenia: c – warstwy orsztynu, d – struktury korzeniowe; białe punkty – miejsca poboru próbek do oznaczeń radiowęglowych, czarne punkty – miejsca poboru próbek do analizy pyłkowej

Rąbień. Trench 6 (after Marosik 2011)

2 – medium-grained sands with fine-grained and coarse-grained sands (older dune series), 3 – fine- and medium-grained sands; 4 – organic mud; 6 – sandy peat; 7 – sandy mud with peat; 9 – buried topsoil; 10 – humus sands; 12 – present topsoil; other explanations: c – hardpan layers, d – post-root structures; white points – location of the samples for radiocarbon dating; black points – location of samples for pollen analysis



Rys. 8. Witów. Przekrój geologiczny przez stok wydmy i skraj torfowiska oparty o tzw. odkrywkę zachodnią i wiercenia (wg Wasylkowej 1964, 1999, zmieniony)

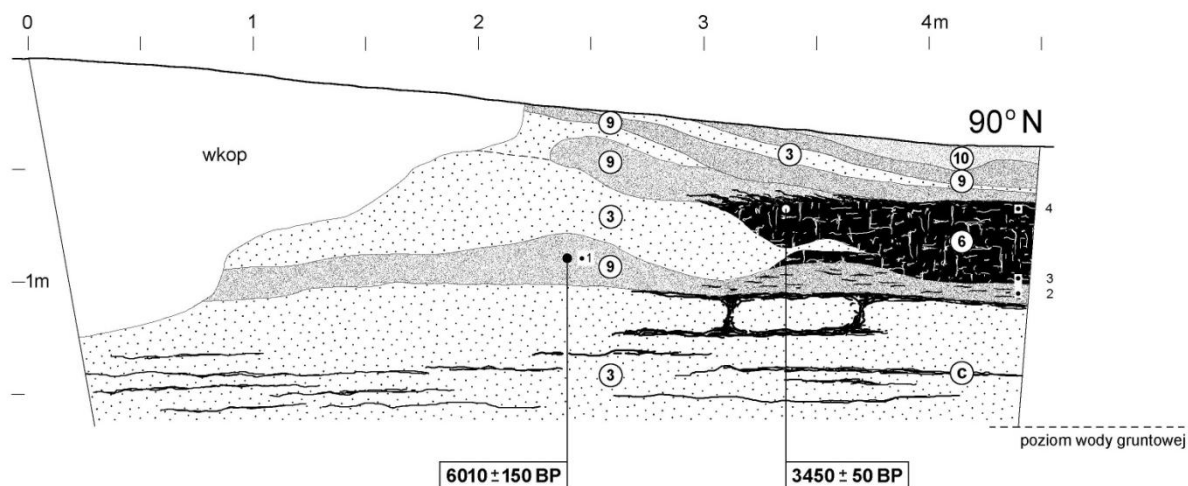
1 – piasek z pojedynczymi ziarnami żwiru, z domieszkami próchnicznymi; 2 – torf mszysty; 3 – gytia zapiaszczona z udziałem składników węglanowych; 4 – piasek z rozproszonymi domieszkami próchnicznymi; 5 – torf zapiaszczony z domieszką gytii detrytusowej, 6 – gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona; 7 – gytia piaszczysta z detrytusem roślinnym; 8 – piasek średnio- i drobnoziarnisty z domieszką gytii detrytusowej; 9 – piasek średnio- i drobnoziarnisty; 10 – piasek z domieszką gytii detrytusowej; 11 – piasek próchniczny z domieszką węgla drzewnych; 12 – piasek z rozproszonymi domieszkami próchnicznymi; 13 – piasek z domieszkami próchnicznymi; 14 – torf mszysto-zielny, rozłożony; 15 – torf mszysty, świeży; 16 – piasek próchniczny, zaburzony; 17 – woda; pionowymi liniami wskazano lokalizację profili I, II, VII, linią przerywaną zasięg odkrywki

Witów. Geological cross-section of dune and mire, based on the western exposure and boreholes (after Wasylkowa 1964, 1999, changed)

1 – sand with grains of gravel and humus admixture; 2 – moss peat; 3 – sandy gytja with marl; 4 – sand with humus admixture; 5 – sandy peat with admixture of coarse-detritus gytja; 6 – sandy coarse-detritus gytja; 7 – sandy gytja with plant macroremains; 8 – medium- and fine-grained sand with admixture of detritus gytja; 9 – medium- and fine-grained sand; 10 – sand with admixture of detritus gytja; 11 – humus sand and with admixture of charcoal; 12 – sand with diffused humus; 13 – sand with humus; 14 – moss-herbaceous peat, decomposed; 15 – moss peat, 16 – sand with humus, disturbed; 17 – water; vertical lines mark location of profiles I, II and VII, dashed line marks exposure outline

z gospodarką. Wzrost sumy palinologicznych wskaźników gospodarki ludzkiej dokumentuje również Obremska w profilu R-II z torfowiska Rąbień (Obremska 2012; Forysiak i in. 2012; Płaza i in. 2015), od głębokości 270 cm, w poziomie datowanym na około 4000–3600 lat BP. W tym samym rdzeniu, w przedziale głębokości 270–250 cm, zarejestrowano także dostawę pierwiastków, świadczących o wzroście erozji w otoczeniu torfowiska (Okupny 2013; Płaza i in. 2015). Autorzy niniejszej pracy stoją na stanowisku, że podniesienie wartości „wskaźnika erozji zlewni” dla analizowanej warstwy wynika przede wszystkim z deflacji oraz transportu i opadu eolicznego. Erozja wodna na szerszą skalę w otoczeniu torfowiska może być wykluczona. Ze współczesnych badań procesów eolicznych (Wojtanowicz 1976, 1999; Kostrzewski i in. 1994; Kostrzewski, Szpikowski 2002; Szpikowski 2008; Rodzik, Siwek 2008; Szpikowski, Ko-

strzewski 2016; Demczuk i in. 2016, i inni) wynika, że pył eoliczny mógł pokonać 500–600-metrową odległość pomiędzy obszarem źródłowym materiału transportowanego przez wiatr, który stanowiła pobliska wydma, a centrum torfowiska, gdzie następował jego opad. Natomiast na sam skraj torfowiska przetransportowany został piasek, zdeponowany na torfie datowanym na 4920±60 lat BP (tj. 5720–5590 lat kalibrowanych BP; Lod 1281), widoczny w wykopie 6 (Marosik 2011). Trzeba jednak pamiętać, że na poprawę warunków dla rozwoju procesów eolicznych istotne może być także obniżenie poziomu wody na torfowisku, które mogło wynikać z przyczyn klimatycznych, obserwowanych na terytorium Polski w schyłku okresu atlantyckiego (por. Starkeł i in. 2013), a w odniesieniu do opisywanego stanowiska zostało dobrze zilustrowane badaniami wspomnianego już rdzenia z centralnej części torfowiska (Słowiński i in. 2016).



Rys. 9. Rąbień. Wykop 8 (wg Marosika 2011)

3 – piaski drobno- i średnioziarniste; młodsze serie wydmy; 6 – torf zapiaszczony; 9 – poziom próchniczny gleby kopalnej; 10 – piaski próchniczne; inne oznaczenia: c – warstwy orsztynu, większe punkty – miejsca poboru próbek do oznaczeń radiowęglowych, małe czarne punkty – miejsca poboru próbek do analizy pyłkowej

Rąbień. Trench 8 (after Marosik 2011)

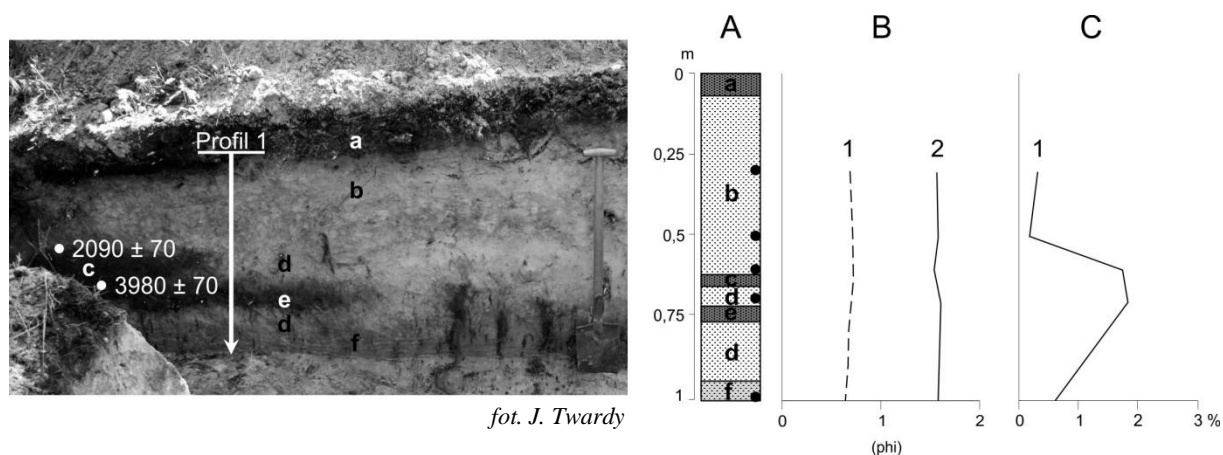
3 – fine- and medium-grained sands; 6 – sandy peat; 9 – buried topsoil; 10 – humus sand; other explanations: c – hardpan layers, bigger points – localization of the samples for radiocarbon dating; small, black points – localization of samples for pollen analysis

Ze schyłkiem neolitu można wiązać kolejny epizod wzrostu udziału w profilu pyłkowym roślin świadczących o gospodarce człowieka (Obremska 2012), datowany około 5000–4500 lat cal BP (Płaza i in. 2015), w tym także pyłku zbóż (Balwierz 2011). Nie przełożyło się to jednak na zmiany w ukształtowaniu terenu podnóża wydmy, co może świadczyć o zachowaniu zwartej szaty roślinnej na wydmy i wyjaśniać brak schyłkowoneolitycznych artefaktów na badanych stanowiskach archeologicznych (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Przemawia za tym także wyraźna tendencja do całkowitego zaniku otwartego lustra wody w zbiorniku (Płaza i in. 2015; Słowiński i in. 2016).

Na wydmy w Witowie udokumentowano ślady neolitycznej kultury ceramiki grzebykowo-dołkowej (Chmielewska 1979). Z tym etapem działalności ludzkiej związane jest rozluźnienie szaty roślinnej na obszarze wydmy i w pasie przyległym do torfowiska, co zapisało się wzrostem udziału pyłku roślin zielnych w profilu VII (Wasylukowa 1999).

W okresie neolitu obserwujemy przekształcenia w strefie kontaktu torfowiska z wydmy, udokumentowane w stanowisku Czarny Las (Forysiak, Twardy 2012). W odkrywcę widocz-

na jest kopalna gleba inicjalna wytworzona na stoku wydmy, przechodząca w kopalną glebę mułowo-torfową, tworzącą się na skraju torfowiska. Na tym poziomie glebowo-torfowym złożona została warstwa piasku (rys. 10), której sedymentacja przerwała procesy pedogenezy w strefie skraju torfowiska. Położony nieco wyżej poziom akumulacyjny kolejnej gleby inicjalnej został także przykryty piaskiem eolicznym. Ze wspomnianego poziomu glebowego pobrano próbkę osadu do datowania radiowęglowego. Jego wynik wyniósł 3980±70 lat BP (2460–2245 lat BC; MKL 766), co pozwala wiązać przerwanie rozwoju gleby ze schyłkiem neolitu. Brak badań archeologicznych w otoczeniu torfowiska uniemożliwia jednak powiązanie tego zapisu z danymi archeologicznymi. Analiza uziarnienia piasków, udokumentowanych w odkrywcę w stanowisku Czarny Las, ukazuje podobieństwo cech granulometrycznych piasku stanowiącego trzon wydmy pod wspomnianą glebą kopalną z serią piasku złożoną w warunkach antropresji. Wskazuje to na pochodzenie materiału piaszczystego z wyższych partii tej wydmy, a odsłonięcie jej powierzchni na działalność wiatru spowodowało deflację, transport i akumulację eoliczną.



Rys. 10. Czarny Las. Odkrywka

A. Litologia osadów: a – poziom humusowy gleby współczesnej, b – piaski eoliczne drobno- i bardzo drobnoziarniste, c – zapiaszczony torf oraz poziom humusowy gleb kopalnej, młodszej; d – piaski eoliczne drobnoziarniste, z domieszką próchnicy, e – zapiaszczony torf i gleba kopalna starsza, f – piaski drobnoziarniste, fluwialne; B. Parametry uziarnienia wg Folka i Warda: 1 – wysortowanie, 2 – średnia średnica ziaren; C: 1 – zawartość węgla organicznego

Czarny Las. Exposure

A. Lithology: a – present topsoil, b – aeolian fine-grained sands, c – sandy peat and younger buried topsoil, d – aeolian fine-grained sand with humus admixture, e – sandy peat and older buried soil, f – fluvial fine sand; B. Grain size coefficients (after Folk, Ward): 1 – sorting index, 2 – mean diameter; C: 1 – organic carbon content

Epoka brązu

W Witowie na stanowisku VII położonym u stóp wydmy, w warstwie piasku humusowego, w którym udokumentowano ziarna pyłku roślin związanych z wypasem, jak i pojedyncze ziarno *Cerealia*, zdeponowane są również węgielki drzewne. Uzyskano z nich wynik datowania radiowęglowego wynoszący 3410 ± 140 lat BP, czyli około 2100–1420 lat BC. W tej warstwie widoczne jest przewarstwienie jasnego piasku (Wasylikowa 1999), który świadczy o redepozycji materiału z górnej części wydmy w środkowej epoce brązu (rys. 8).

Zapis aktywności człowieka w wymienionym okresie w osadach torfowiska Rąbień daje wyraźne i silne świadectwo dostawy do środkowej części torfowiska materiału nawiewanego z przyległych form eolicznych, o czym w interpretacji autorów świadczy bardzo silny wzrost wskaźnika erozji zlewni (Płaza i in. 2015). U podnóża wydmy ponownie pojawia się kilkadziesiątcentymetrowa warstwa piasku z próchnicą, przykrywająca torf datowany przez Marosika (2011) na 3450 ± 50 lat BP (3830 – 3640 lat BP; Lod 796), co pozwala wnioskować na temat ponownego przesunięcia się wydmy w kierunku torfowiska (rys. 9). Południowo-zachodni skraj torfowiska zapewne nadal funkcjonował jako obszar akumulacji torfu, ale już z domiesz-

kami i przewarstwieniami piasku. Przeobrażenia te można najprawdopodobniej wiązać z działalnością społeczności kultury trzcinieckiej. Na stanowisku archeologicznym Aleksandrów Łódzki 1 datowano paleniska, których wiek zawiera się między 3700 i 3100 lat kalibrowanych BP, ale nie udokumentowano żadnego materiału ruchomego potwierdzającego osadnictwo tego wieku (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Jednak w osadach biogenicznych środkowej części basenu, który w tym okresie uległ już całkowitemu zatorfieniu (Płaza i in. 2015; Słowiński i in. 2016), wyraźny jest zapis śladów gospodarczej działalności człowieka. W diagramach palinologicznych występują ziarna pyłku roślin związanych z gospodarką rolną (Balwierz 2011; Obremska 2012), a inne analizy paleoekologiczne pozwalają wnioskować o gospodarczym lub osadniczym wykorzystywaniu otoczenia torfowiska (Słowiński i in. 2016), które występowało prawdopodobnie w dwóch fazach: z nasileniem około 3900–3650 i około 3300 lat kalibrowanych BP.

Z opisanymi wyżej fazami koreluje się moment powstania trzech małych pagórków wydmy na przesuszonym dnie doliny Moszczenicy (stanowisko Warszce), wydatowany metodą ^{14}C przez Kamińskiego (1984, 1989, 1993) na 3500 ± 140 lat BP (3955 – 3600 lat BP) i 3600 ± 140 lat BP (4120 – 3725 lat BC).

Epoka żelaza

Ślady aktywności eolicznej z tego okresu widoczne są w trzech z prezentowanych stanowisk. W obrębie torfowiska Rąbień nastąpiła bardzo istotna zmiana w stosunku do omówionych wcześniej sytuacji. Wynikiem ingerencji ludzkiej w pokrywę roślinną na wydmach, związanej już z epoką żelaza, jest zapewne przykrycie około 25–40 cm warstwą piasku południowo-zachodniej „zatoki” torfowiska, przylegającej do wydmy w okolicy stanowiska Aleksandrów Łódzki nr 1 (rys. 6, 7). Na serii kopalnego torfu i przykrywającego go zapiaszczonego mułu torfiastego, datowanego na 2470±120 lat BP (Lod 603), czyli 2720–2430 lat kalibrowanych BP (Marosik 2011), zalegają piaski o łącznej miąższości kilkadziesiąt centymetrów. W osadach centralnej części torfowiska zapis działalności człowieka w tym okresie jest również bardzo wyraźny (Słowiński i in. 2016). Jednak na stanowisku archeologicznym Aleksandrów 1 brakuje materialnych śladów antropogenicznych, choć z materiału pochodzącego z wykopów uzyskano wynik datowania, związany z epoką żelaza (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011).

Z opisanymi wyżej przeobrażeniami form eolicznych można korelować rozwój wydmy w Małych Mystkowicach (pradolina warszawsko-berlińska), wydatowany ¹⁴C przez Twardego (2008) na 2380±50 lat BP (2610–2365 lat BP; Lod 1267). Innym przykładem synchronicznego rozwoju procesów wydmy są przekształcenia wydmy w Nagórkach (pradolina warszawsko-berlińska), polegające na pokryciu zawietrznego stoku wydmy 2-metrowej miąższości serią eoliczną, datowaną przez Krajewskiego (1997) w spągu na 2400±90 lat BP (2655–2360 lat BP).

Na młodych wydmach w Podgórzu Krajewski (1977a) odkrył i opisał dwie serie eoliczne rozdzielone głębą kopalną. Starszą z serii o miąższości do około 7 m powiązał chronologicznie z okresem subborealnym. Młodsza seria, o miąższości do 6 m, korelowana z okresem subatlantyckim pokrywa szczytowe partie i stoki wydmy, a także rozprzestrzenia się nieco na tereny otaczające. Jej cechą charakterystyczną są licznie występujące zaburzenia materiału budującego poszczególne warstwy, które autor nazywał zafalowaniami i „inwolucjami”. Młodsza seria wydmy jest podścielona głębą kopalną o charakterze bielicy żelazistej, zwieńczonej poziomem pożarowym z licznymi węglami drzewnymi. Węgle te datowano w odsłonięciu

VII (rys. 4), wykonanym w szczytowej partii wydmy północnej. W odsłonięciu IV, które przygotowano u podnóża północnego stoku badanej wydmy datowano strop torfów przykrytych młodszą serią wydmy. W obu przypadkach uzyskano ten sam wynik analizy ¹⁴C – 1640±110 lat BP (265–530 AD; MGU 360) w odsłonięciu VII i 1640±130 lat BP (245–540 AD; MGU 361) w odsłonięciu IV. Z punktu widzenia problematyki poruszanej w niniejszej pracy bardziej interesująca jest sytuacja zastana w drugim z omawianych odsłonięć. Krajewski (1977a) natrafił tam na 2-metrowej miąższości warstwę torfu przykrytą przez 2–2,5-metrową pokrywą piasków eolicznych. Torfowisko zasypiane przez materiał eoliczny uruchomiony na wydmy północnej było obiektem na tyle niewielkim, że nie zostało ukazane na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1: 50 000 (Nowacki 1993). W spągu torfów odkryto drewniane kołki z cechami obróbki, wbite w dno masy torfowiska, a także inne artefakty, lecz informacje ustne, zebrane przez Krajewskiego (1977a) od ludności zamieszkującej okolice badanych wydmy, nie zostały potwierdzone w muzeum w Łęczycy, gdzie odwieziono artefakty. W strukturze piasków eolicznych zalegających na kopalnych torfach bardzo licznie występowały cienkie przewarstwienia organiczne, co wskazuje na wielokrotnie powtarzającą się oscylację skraju torfowiska, nieustannie zasypywanego materiałem z sąsiedniej wydmy. Uruchomienie procesów eolicznych w Podgórzu można odnieść do schyłku późnego okresu wpływów rzymskich i powiązać z działalnością ludności kultury przeworskiej. Trzeba jednak podkreślić, że oddziaływanie przedstawicieli tej jednostki kulturowej na środowisko było bardzo wyraźne – wskutek silnej antropopresji na szerszą skalę uruchomione zostały procesy stokowe (Twardy 2008, 2012; Twardy i in. 2014), doszło także do intensyfikacji procesów rzecznych (Kamiński, Moszczyński 1996).

W opisanym powyżej odkrywcę, w stanowisku Czarny Las na serii piasku złożonego na skłonie wydmy, wskutek neolitycznego odlesienia, ponownie zaczęła rozwijać się gleba inicjalna, której kontynuacją jest gleba hydrogeniczna, przechodząca w pokład torfu na torfowisku (rys. 10). Rozwój tego poziomu glebowo-torfowego został również przerwany przez akumulację piasku eolicznego. Wiek stropu, wspomnianego poziomu – 2090±70 lat BP (2195–1975 BP; MKL 765), sugeruje uaktywnienie procesów eolicznych (rozwiązania wydmy i akumulacji

piasku u jej podnóża i na obszarze torfowiska) w wyniku działalności społeczności kultury przeworskiej. Podkreślić jednak trzeba, że brak rozpoznania archeologicznego w otoczeniu badanego stanowiska utrudnia dokładną korelację przebiegu procesów morfogenetycznych (eolicznych) z działalnością człowieka.

Średniowiecze i okres nowożytny

W średniowieczu i okresie nowożytnym morfotwórcza działalność wiatru była wznawiana wielokrotnie w wielu miejscach: w pradolinie warszawsko-berlińskiej, na Wysoczyźnie Łódzkiej i terenach ją otaczających (Twardy 2015, 2016; Twardy, Wiśniewska 2015). Powstawanie i przeobrażenia wydm we wczesnym średniowieczu udokumentowano datowaniami ^{14}C węgla drzewnych i gleb kopalnych, silnie koncentrującymi się w dwustuleciu 1100–910 lat BP (780–1230 AD według wieku kalibrowanego). Ówczesne procesy eoliczne powiązano ze skokowym wzrostem antropopresji, warunkowanym intensywnym rozwojem mikroregionów osadniczych wokół środkowopolskich grodów z okresu przedpiastowskiego i czasów młodego państwa polskiego. Bogate materiały zebrane przez badaczy łódzkiego ośrodka geomorfologicznego nie pozwalają jednak na omówienie interakcji wydm i torfowisk w średniowieczu i okresie nowożytnym, bowiem pochodzą z innych sytuacji terenowych. Wynika to przede wszystkim ze źle zachowanych lub całkowicie wyeksploatowanych stropowych partii pokładów torfów (Forysiak 2012). W omawianych w artykule stanowiskach brak jest osadów biogenicznych i organogenicznych potwierdzających ingerencję procesów eolicznych w rozwój mokradel.

Podsumowanie

Przedstawione przykłady badań pozwalają zauważyć zaznaczającą się w przebiegu całego holocenu tendencję do coraz silniejszego rozwoju procesów eolicznych w otoczeniu torfowisk. W mezolicie zapis procesów eolicznych w brzeźnych (przywidywowych) częściach ówczesnych mokradel sprowadzał się do akumulacji jedynie cienkich warstw i wkładek piasków wydmy. W rdzeniach pobieranych z centralnych części torfowisk odzwierciedlenie autochtonicznych procesów eolicznych jest czytelne niemal wyłącznie w wynikach najbardziej czułych analiz paleoekologicznych – analiz geo-

chemicznych. Na części stanowisk odnotowujemy ogólny wzrost miąższości warstw eolicznych w skrajnych partiach torfowisk, w szczególności dla poziomów dających się skorelować z neolitem i/lub epoką brązu, co jest wyrazem wznawienia wędrówki wydm śródlądowych na niewielką jeszcze skalę. Miejscami dochodziło także do rozszerzania strefy, w której zazębiały się procesy eoliczne z procesami paludyfikacyjnymi. W epoce żelaza brzeźne partie niektórych torfowisk (np. Rąbień) lub małe torfowiska przywidywowe (stanowisko Podgórze) ulegały pełnemu przykryciu materiałem eolicznym. Powstaje pytanie, które grupy czynników doprowadziły do takich przekształceń – czy były to czynniki naturalne (np. paleoklimatyczne), czy czynniki antropogeniczne? Porównanie okresów intensywnej działalności wiatru w eo- i neholocenie z układem suchych i wilgotnych faz klimatycznych nie wskazuje, aby okresy nasilenia procesów eolicznych wyraźnie wiązały się z wahaniami higrycznej składowej paleoklimatu (Twardy 2008). Średnia prędkość wiatrów wydmotwórczych utrzymywała się przez cały holocen na podobnym poziomie i wynosiła od około $2,5\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ do $5\text{--}6\text{ m s}^{-1}$ (Krajewski 1977a), zatem także warunki anemologiczne nie mogły wywoływać wspomnianej tendencji wzrostowej. W interpretacji autorów czynnikami sterującymi interakcją wydm i torfowisk były przede wszystkim czynniki antropogeniczne. Wraz z rozwojem społeczeństw w pradziejach następował wzrost liczby ludności w poszczególnych społecznościach, a osadnictwo lokalnie utrwalało się, zajmując na coraz dłuższy czas preferowane siedliska. Wylesienia poszerzały się w wymiarze przestrzennym, następowały także przemiany systemów gospodarczych, w tym szczególnie systemów uprawowych, zmierzających do coraz intensywniejszej eksploatacji środowiska. Przy ówczesnym braku znajomości zagrożeń związanych z erozją wietrzną oraz rozwiewaniem wydm i pokryw eolicznych, skutkowało to rozwojem oraz przeobrażeniami form eolicznych i trwale zapisało się w towarzyszących im torfowiskach.

Podkreślenia wymaga utrzymująca się przez całe pradzieje tendencja do zajmowania przez osadnictwo wydm towarzyszących jeziorom, mokradłom i torfowiskom. Zaznaczyła się w późnym paleolicie, co znalazło się poza ramami czasowymi niniejszej pracy. Tego rodzaju tendencja utrzymywała się w mezo- i neolicie, a także w epokach brązu i żelaza. Zasiadlano i eksploatowano środowiska cechujące się bar-

dzo dużą kontrastowością – miejscem bezpośredniego bytowania był suchy geosystem eoliczny, a w pobliżu znajdował się geosystem jeziorno-torfowiskowy. W schyłkowej części vistulianu, a także w eo- i mezoholocene, wydmy towarzyszyły jeziora, które w neoholocene (najczęściej w okresie subborealnym) przekształciły się w bagna i/lub torfowiska. Początkowo „magnesem dla osadnictwa” była sucha wydma zbudowana z luźnego, piaszczystego materiału, ale zapewne także pobliskie jezioro. Wydmy porośnięte niezbyt zwartymi borami oferowały budulec i opał a podłoże nie utrudniało wznoszenia budowli i mniejszych obiektów gospodarczych. Okolice jeziora były atrakcyjnym miejscem dla osadnictwa, również dlatego, że częstsza obecność zwierząt żyjących dziko, ułatwiała polowania, być może możliwe było także rybołówstwo. Po zaniknięciu jezior omawiana tendencja nie była już czytelna, a całkowite zatorfienie zbiorników zakończyło funkcjonowanie układów wydmy–jezioro. Mniejsza atrakcyjność do zasiedlenia i przydatność gospodarcza wydmy spowodowała ich utrwalenie przez roślinność, a zmiany środowiskowe powodowały różne tendencje w rozwoju torfowisk (Forysiak 2012). Dobrze to ilustruje okres średniowiecza, z którym przy obecnym stanie wiedzy nie można powiązać żadnego przypadku wpływu wydmy na funkcjonowanie obszarów mokradłowych.

Powstanie liczącego kilka tysięcy lat zapisu procesów eolicznych w osadach jezior i torfowisk było możliwe dzięki antropopresji wywieranej na sąsiadujące ze sobą geosystemy eoliczne i jeziorno-torfowiskowe.

Literatura

- Balwierz Z. 2005. The history of vegetation of the Rąbień Mire region. *Monographiae Botanicae* 94: 135-144.
- Balwierz Z. 2010. Analiza pyłkowa osadów torfowiska Zabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Zabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 179-188.
- Balwierz Z. 2011. Analiza palinologiczna osadów organogenicznych w Aleksandrowie Łódzkim. W: *Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego*. Łódź: 37-63.
- Chmielewska M. 1961. Obozowisko ze schyłku Allerødu w Witowie w pow. Łęczyckim. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Archeologiczna* 6: 9-71.
- Chmielewska M. 1979. Znaleździisko mezolityczne z okresu borealnego w Witowie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Archeologiczna* 25: 73-91.
- Demczuk P., Stępniewski K., Rodzik J. 2016. Zmienność i zróżnicowanie opadu i transportu eolicznego w Guciowie (Roztocze Środkowe) w latach 1997-2010. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmałłow w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 211-230.
- Dylikowa A. 1958. Próba wyróżnienia faz rozwoju wydmy w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 8: 233-268.
- Dylikowa A. 1967. Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 353-371.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.
- Forysiak J., Twardy J. 2012. Development of human-induced geomorphological processes in the vicinity of peatlands of Central Poland. W: J. Forysiak, M. Ziulkiewicz, L. Kucharski (red.) *Peatlands in semi-natural landscape – their transformation and the possibility of protection*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 85-99.
- Forysiak J., Borówka R.K., Kloss M., Obremska M., Okupny D., Żurek S. 2012. Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 65-76.
- Gawlik H. 1970. Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 26: 1-104.
- Jewtuchowicz S. 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. *Prace Geograficzne IG PAN* 62: 1-102.
- Kamiński J. 1984. Warszzyce. Rozwój doliny Moszczenicy w holocenie. Konferencja robocza *Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*, 09-12.10.1984, Łódź, UŁ: 130-137.
- Kamiński J. 1989. Wpływ holocenijskich procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 11-19.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Kamiński J., Moszczyński J. 1996. Wpływ osadnictwa kultury przeworskiej na kształtowanie doliny

- Moszczenicy w okolicy Woli Branickiej. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 56-66.
- Klatkowa H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28: 1-220.
- Kloss M. 2005. Identification of subfossil plant communities and paleohydrological changes in a raised mire development. *Monographiae Botanicae* 94: 81-116.
- Kobendza J. 1961. Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej. *Przegląd Geograficzny* 33,3: 383-399.
- Kondracki J. 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- Kostrzewski A., Stach A., Szpikowski J. 1994. Transport i opad eoliczny jako wskaźnik erozji gleb (Pojezierze Drawskie, Równina Wrzesińska). *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266: 201-209.
- Kostrzewski A., Szpikowski J. 2002. Uwarunkowania i zmienność sezonowa opadu i transportu eolicznego na obszarze młodogłacjalnym (zlewnia Młyńskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski (red.) *Geoekosystem obszarów nizinnych*. Zeszyty Naukowe, Polska Akademia Nauk, Komitet Naukowy przy Prezydium PAN, Człowiek i środowisko 6: 101-114.
- Krajewski K. 1977a. Późnoplejstocenne i holocenne procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39: 1-87.
- Krajewski K. 1977b. Poziomy terasowe w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica*, ser. II 5: 99-108.
- Krajewski K. 1997. Holocenne poziomy organiczne w Nagórkach koło Grabowa Łęczyckiego. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 1: 202-209.
- Kucharski L., Kloss M. 2005. Contemporary vegetation of selected raised mires and its preservation. *Monographiae Botanicae* 94: 37-63.
- Marosik P. 2011. Wydma i torfowisko Rąbień w Aleksandrowie Łódzkim w świetle badań geomorfologicznych. W: Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 11-36.
- Niesiołowska-Śreniowska E., Płaza D.K. 2011. Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim. W: Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 65-142.
- Nowacki K. 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dąbie (551). PIG, Warszawa.
- Obremska M. 2012. Wyniki analizy palinologicznej osadów biogenicznych. Raport końcowy projektu badawczego nt.: Geneza i ewolucja torfowisk dolinowych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia. Maszynopis.
- Okupny D. 2013. Zmiany środowiska geograficznego w regionie łódzkim w świetle cech geochemicznych osadów wybranych torfowisk. Maszynopis rozprawy doktorskiej, Łódź.
- Płaza D.K., Forysiak J., Borówka R.K., Okupny D., Marosik P., Obremska M., Michczyńska D.J. 2015. Aktywność osadnicza grup neolitycznych na obszarze wydm w Aleksandrowie i jej zapis w osadach przyległego torfowiska Rąbień. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi* 46: 229-250.
- Rodzik J., Siwek K. 2008. Natężenie procesów niweo-eolicznych w okolicy Lublina w lutym 2007 r. *Landform Analysis* 9: 192-197.
- Rotnicki K. 1970. Główne problem wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN* 11,2: 1-147.
- Słowiński M., Marcisz K., Płóciennik M., Obremska M., Pawłowski D., Okupny D., Słowińska S., Borówka R.K., Kittel P., Forysiak J., Michczyńska D.J., Lamentowicz M. 2016. Drought as a stress driver of ecological changes in peatland – A palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461: 272-291.
- Starkel L., Michczyńska D., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40,1: 1-21.
- Szpikowski J. 2008. Rola procesów niweo-eolicznych w kształtowaniu rzeźby obszarów młodogłacjalnych (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie). *Landform Analysis* 9: 198-201. Szpikowski J., Kostrzewski A. 2016. Funkcjonowanie procesów eolicznych i niweo-eolicznych w warunkach młodogłacjalnych (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). W: J. Świąchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailów w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 131-156.
- Tobolski K. 1966. Późnoglacialna i holocenna historia roślinności na obszarze wydmowym w dolinie środkowej Prozny. *Prace Komisji Biologicznej PTPN* 32,1: 1-69.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź: 1-292.
- Twardy J. 2012. Influence of man and climate changes on relief and geological structure transformation in central Poland since the Neolithic.

- Geographia Polonica* 84, Special Issue 1: 163-178.
- Twardy J. 2015. Wczesnośredniowieczna transformacja rzeźby eolicznej pola wydymowego w Karzsznicach (pradolina warszawsko-berlińska). *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 337-357.
- Twardy J. 2016. Antropogeniczna faza wydymotwórcza w środkowej Polsce. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailow w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 157-184.
- Twardy J., Wiśniewska M. 2015. Zapis działalności człowieka w transformacji wydym w Teodorach (Wysoczyzna Łaska) i Grabiszewie (Kotlina Kolska) podczas średniowiecza. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 359-375.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobojeck, T. Marszał (red.) *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in Lodz University geographical research*. Wyd. UŁ, Łódź: 57-94.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.
- Wasylikowa K. 1979. Roślinność stanowiska mezolitycznego w Witowie w okresie borealnym. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 25: 82-86.
- Wasylikowa K. 1999. Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydymotwórczych i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 41: 43-80.
- Wojtanowicz J. 1976. Występowanie i intensywność współczesnych procesów wywiewania i akumulacji pyłu eolicznego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, *Z badań czwartorzęd w Polsce* 18: 93-102.
- Wojtanowicz J. 1999. Procesy eoliczne. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 410-413.
- Żurek S. 2005. Abiotic natural environment in the area of selected raised mires. *Monographiae Botanicae* 94: 19-36.

Summary

Problems concerned with the relationship between aeolian processes and landforms and the functioning of lake-peatland areas have been often highlighted in the scientific literature. The present article is focused on the spatial relationship between aeolian landforms and wetlands as well as on the interaction between dunes and wetlands during their evolution in the Holocene. Assuming that the conditions of aeolian processes in Central Poland were in that period induced by human activity, a few sites were presented, where aeolian processes influenced the formation of the marginal parts of peatbogs adjacent to dunes. That caused a clear record of aeolian processes in biogenic sediments. At a few sites in the vicinity of Łódź, there are accumulation basins of biogenic material developing generally from the Late Vistulian as lake basins and in the Holocene the sedimentation continued or transformed into peatlands. To the peatbogs aeolian forms, mainly dunes, adhere and in the contact zone biogenic sediments interlock with aeolian deposits. Such situation has been documented at the Witów site, which like the next described study site Podgórze, is located in the Warsaw-Berlin ice-marginal valley. The Czarny Las site is situated in the longitudinal section of the Warta River valley, and the Rąbień site is located in the Łask Plain within an area of morainic plateau and a first order watershed. In the profiles of sandy and organic sediments investigated by several methods, including pollen analysis, lithological studies, radiocarbon dating as well as archaeological survey, the horizons documenting almost all phases of the settlement recognized for Central Poland. Human activity and initiation of dune destruction occurred in the Mesolithic and were determined by expansion of the Komornica culture (Witów, Rąbień), which resulted in deposition of sand on the lee sides of the dunes and their development toward the adjacent wetlands. At the Rąbień site, also distinct record of aeolian activity correlated the Janisławice culture from the Mesolithic has been detected. Neolithic aeolian episodes have been documented at Rąbień where the marginal part of the peatland was covered by series of sand, but no archaeological relicts from this period were documented at the site and its surroundings. Symptoms of the Neolithic activity marked also at the Witów and Czarny Las sites. Human activity from the Bronze Age was registered in

the deposits of the dune and the peatland at the Rąbień site. The Iron Age is recorded in the deposits at the foot of the dune at Czarny Las, also as covering by sand part of the peatland at Rąbień and as encroachment of the dune on the small peatland at Podgórze.

Throughout the Holocene, a record of aeolian processes development near peatbogs was marked. In the Mesolithic the record of aeolian processes in the marginal parts of peat deposits consisted in accumulation of thin sandy layers and inserts of dune sands. For the Neolithic and Bronze Age, an increase in the thickness of layers of aeolian provenance is recorded, which is an expression of the resumption of migration of inland dunes yet on a small scale. The contact zone between dunes and peatlands with inter-

locking aeolian processes and paludification processes expanded. In the Iron Age the marginal parts of some peatbogs (eg. Rąbień) or small peatland near dunes (site Podgórze) underwent covering by aeolian material. Throughout the Mesolithic, preference to settle dunes surrounding lakes, wetlands and peatland remained. Environments characterized by very high contrast were inhabited and exploited. Human groups directly settled in the area of dry aeolian geosystem while nearby were lake and peatland geosystems. The pressure exerted by the man on the sensitive components of the natural environment resulted in the record of several thousand years of interference of aeolian processes in lake-peatland geosystem.

TORFOWISKA MIERZEI I NIZINY KARWIEŃSKIEJ POTENCJALNYM ARCHIWUM EKSTREMALNYCH ZALEWÓW SZTORMOWYCH

The peatlands of the Karwia Barrier and Karwia Lowland as a potential archive of extreme storm floods

DAMIAN MOSKALEWICZ*

Zarys treści. Torfowiska zlokalizowane w obrębie Mierzei i Niziny Karwieńskiej stanowią potencjalne archiwum ekstremalnych wezbrań sztormowych. W trakcie badań terenowych dokonano rozpoznania utworów podpowierzchniowych w celu weryfikacji doniesień o możliwości występowania w tym rejonie współczesnych osadów sztormowych. Wykonano liczne sondowania, z których najważniejsze zaprezentowano w artykule. Wyraźny zapis sedymentacyjny procesów sztormowych zachował się jedynie w obrębie torfowiska najbardziej eksponowanego w kierunku morza, przy ujściu rzeki Czarnej Wdy. Cechą charakterystyczną osadów sztormowych okazała się malejąca miąższość osadów piaszczystych w kierunku lądu oraz ostra granica erozyjna w spągu. Obserwacja cech teksturalnych piasku wskazuje na pochodzenie osadu z plaż i wydm Mierzei Karwieńskiej. W obrębie zaplecza bariery nie znaleziono osadów, które mogłyby być powiązane ze sztormami. W związku z tym stwierdzono, że w przeszłości nie doszło do znaczących powodzi sztormowych, które pozostawiłyby w obrębie Niziny Karwieńskiej łatwo wyróżnialną warstwę osadów piaszczystych.

Słowa kluczowe: osady sztormowe, fale burzowe, zagrożenia naturalne, Mierzeja Karwieńska, Nizina Karwieńska, torfowiska nadbrzeżne

Abstract. Karwia Barrier peatlands are a potential archive of extreme storm floods. During the field work, the subsurface sediments of the investigated area were surveyed to verify the hypothesis of a presence of storm surge deposits within the barrier and accompanying peatlands. Numerous shallow drillings were performed and the most essential of them are presented in this paper. A distinguishable sedimentological mark of storm surge processes was recognized only in a peatland exposed directly to the sea, in close neighbourhood to the Czarna Wda river mouth. Thickness of sandy deposits decreasing landward and a sharp erosive boundary in the base were the most common features. Textural characteristics of sandy grains revealed a beach and dune source of these sediments. Peatlands located at the back of the barrier lacked sediments, which could be linked to the storm processes. This leads to a conclusion that none of historical storm floods left an easily distinguishable sandy layer within the Karwia Lowland.

Key words: storm deposits, storm surges, natural hazards, Karwia Barrier, Karwia Lowland, coastal peatlands

Wprowadzenie

Konsekwencje społeczno-ekonomiczne związane ze współczesnymi, ekstremalnymi zjawiskami przyrodniczymi na wybrzeżach skłaniają do poświęcenia większej uwagi tego typu zagrożeniom. W ostatnim dziesięcioleciu w wielu miejscach na świecie doszło do katastroficznych zjawisk w postaci huraganów, sztormów i fal tsunami, które doprowadziły do klęsk humanitarnych i znaczących zmian w środowisku przyrodniczym wybrzeży (Morton, Sallenger Jr. 2003; Su i in.

2013). Kluczowym kierunkiem światowych badań w tej dziedzinie stało się rozpoznanie podobnych zdarzeń w przeszłości, oznaczanie cech wskaźnikowych osadów, analiza przebiegu współczesnych procesów oraz próba oceny ryzyka wystąpienia tego typu zdarzeń w przyszłości (Garcia i in. 2010; McCall i in. 2010; Costa i in. 2012).

Podobne zjawiska, choć zazwyczaj w mniejszej skali, występowały także w przeszłości na wybrzeżach Morza Bałtyckiego. Podczas znaczących wezbrań sztormowych dochodziło do przerywania nadbrzeżnego pasa wydm i wlewu wód

* Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk; e-mail: geodm@ug.edu.pl

morskich na tereny nizinne. Zjawisko to zostało opisane w polskiej literaturze jako „fala burzowa” (Czekańska 1948). Większość dotychczasowych badań poświęconych sztormom dotyczyła analizy siły i częstotliwości ich występowania oraz obserwacji trendów w skali czasowej (Wiśniewski, Wolski 2009; Marosz 2010; Formela, Marsz 2011; Stanisławczyk 2012). Dotychczas nie poświęcono dostatecznej uwagi powstającym na wybrzeżach osadom sztormowym, choć informowano o ich obecności w kontekście formowania się barier Południowego Bałtyku (Wróblewski 2008). Osady sztormowe powstające w obrębie wybrzeży zostały rozpoznane i opisane w rejonie Świny (Łabuz 2009). Ponadto wykazano, że Mierzeja Karwieńska cechuje się znacznym potencjałem zachowania zarówno współczesnych osadów sztormowych (Wróblewski, Moskalewicz 2014) jak również z okresu jej formowania (Tokarczuk 2006). Ślady po ekstremalnych zalewach morskich widoczne są na nizinach nadbrzeżnych, budowanych przez osady organiczne (Phantu-wongraj, Choowong 2012), dlatego torfowiska występujące w sąsiedztwie wybrzeży, w tym w rejonie Karwii, mogą stanowić cenne archiwum osadów sztormowych.

Celem niniejszego opracowania jest wstępna weryfikacja, czy doniesienia o możliwości wdarcia się wód morskich na tereny Mierzei i Niziny Karwieńskiej (Kowalska i in. 2012) mogą być potwierdzone przez występowanie osadów będących śladami powodzi sztormowych z przeszłości. Wykazanie ich obecności mogłoby przyczynić się do podjęcia szczegółowych badań geologicznych obejmujących analizy sedymentologiczne oraz datowanie najbardziej ekstremalnych zdarzeń, a także potwierdzić, czy naturalne zjawiska występujące nad Bałtykiem stanowią realne zagrożenie – nie tylko w odległej przyszłości, z powodu podnoszącego się poziomu morza, ale już obecnie.

Obszar badań i jego paleogeografia

Obszar badań znajduje się na wschodnim krańcu Wybrzeża Słowińskiego (Kondracki 2011), obejmując swym zasięgiem niewielkie torfowisko zlokalizowane przy ujściu rzeki Czarnej Wdy do Bałtyku oraz fragment Niziny Karwieńskiej pomiędzy miejscowościami Ostrowo i Karwia (rys. 1, 2). Od południa nizina jest ograniczona Kępą Ostrowską, stanowiącą wzniesienie o maksymalnej wysokości bezwzględnej 26 m n.p.m. Po północnej stronie podmokły obszar nizinny przechodzi

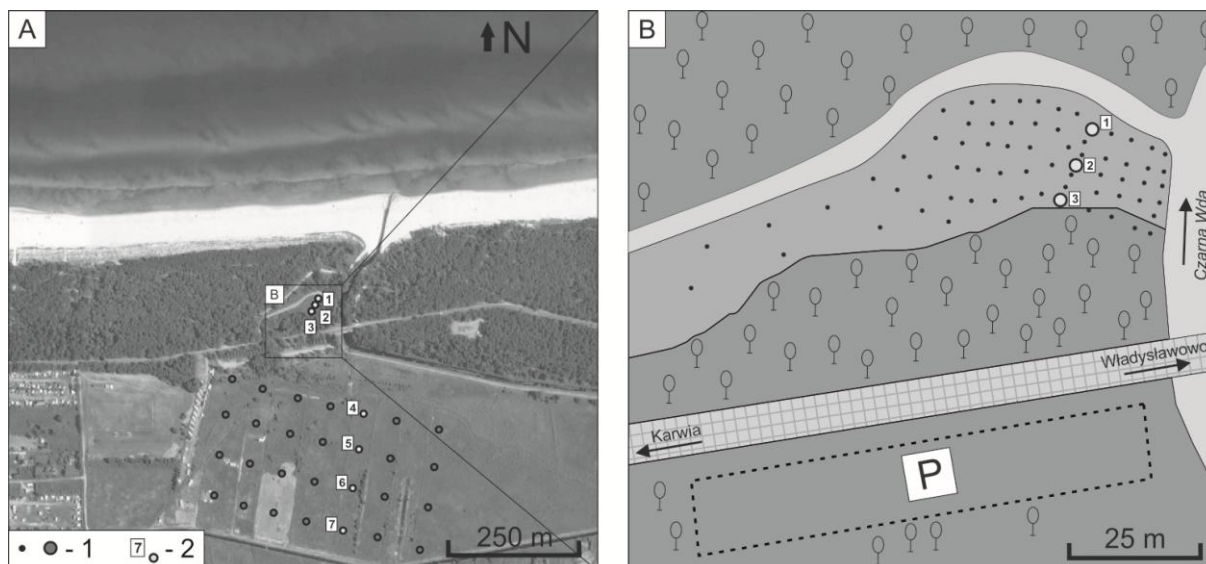
w piaszczystą barierę nadmorską. Na tym odcinku wybrzeża wydmy występujące w obrębie bariery są zdecydowanie niższe niż w jej zachodniej części. Od wschodu nizinę ogranicza Kępa Swarzewska, co przekłada się również na stopniową zmianę charakteru wybrzeży – od niskich plaż i wałów wydmych do wysokich klifów okolic Jastrzębiej Góry. Nizina Karwieńska stanowi obszar w całości pokryty łąkami i mokradłami. Do tej pory nie podjęto działań mających na celu zagospodarowanie przestrzeni, co często przekłada się na występowanie w tym rejonie bujnej i urozmaiconej roślinności. Obszar łąk i torfowisk w obrębie Niziny Karwieńskiej jest podzielony złożoną siecią melioracyjną. Koryto Czarnej Wdy stanowi obecnie sztucznie uformowany kanał, a pierwotny bieg rzeki można odczytać jedynie z map z początku XX wieku.



Rys. 1. Lokalizacja Mierzei i Niziny Karwieńskiej

Localization of the Karwia Barrier and the Karwia Lowland

Przyjmuje się, że obszar Niziny Karwieńskiej i doliny Czarnej Wdy rozwijał się od końca okresu ostatniego zlodowacenia. Z wiercenia wykonanego w sąsiedztwie obszaru badań (Tomczak 1995) wynika, że początkowo doszło tu do wytapiania brył martwego lodu. Na warstwie mineralnej zalega kilkunastocentymetrowa warstwa torfu bazalnego, który został wydatowany przez wymienioną autorkę metodą ^{14}C na $10\,070 \pm 120$ BP. Ponad torfem udokumentowano kilkumetrowej miąższości osady gytii, a zaraz pod powierzchnią terenu około metrowej miąższości warstwę torfu z przewarstwieniami piaszczystymi. Wiek torfu oceniono na przedział od 5540 ± 120 BP do 3220 ± 60 BP (Tomczak 1995). Całą sekwencję osadów uznano za materiał pochodzenia lądowego, co stało w opozycji do starszych publikacji, sugerujących funkcjonowanie w tym czasie zalewu morskiego na obszarze całej niziny (Rosa 1963).



Rys. 2. Lokalizacja stanowisk badawczych

1 – miejsca sondowań, 2 – profile przedstawione w artykule (rys. 3)

Localization of investigated sites

1 – probing sites, 2 – profiles described in the article (Fig. 3)

Dokładniejszym badaniom paleoekologicznym poddano gytie i torfy (Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987). Autorzy opracowania wykonali między innymi analizy palinologiczne i okrzemkowe. Przedstawione wyniki badań wskazują, że w okresie preborealnym na obszarze Niziny Karwieńskiej funkcjonował płytki słodkowodny zbiornik jeziorny o charakterze przepływowym. Świadczy o tym występowanie w osadach znacznej ilości flory okrzemkowej z gatunków poroślowych i bentosowych, takich jak *Amphora ovalis*, czy *Fragilaria construens* oraz znaczna liczba fragmentów krzemionkowych pancerzyków dużych form i igieł gąbek. Pod koniec okresu preborealnego zaznaczył się wzrost udziału gatunków halofilnych, głównie *Anomoeoneis sphaerophora*, a w okolicy rozwijały się zbiorowiska stepowe z luźnymi skupiskami brzozy i sosny.

W okresie borealnym dominowały okrzemki obejmujące gatunki poroślowe i bentosowe, choć z czasem zaznaczył się udział gatunków rzecznych, np. *Gomphonema angustatum* i *Tabellaria flocculosa*, co świadczy o wzmocnionych w tamtym czasie przepływach. Badania palinologiczne (Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987) wykazały, że lasy brzożowo-sosnowe zostały wzbogacone o wiąz i leszczynę. Diagramy pyłkowe z okresu atlantyckiego wskazują na występowanie dębu, wiązu i lipy oraz zmniejszony udział leszczyny. Zbiornik jeziorny znajdujący się w centralnej części Niziny Karwieńskiej

uległ spłyceniu, co widoczne jest we wzroście udziału pyłku roślin szuwarowych i wodnych o liściach pływających, takich jak pałka długolistna (*Typha latifolia*) czy grązeł żółty (*Nuphar luteum*).

W pierwszej części okresu subborealnego zbiornik jeziorny ulegał dalszemu wypłycaniu. Wraz z postępującą transgresją litorynową doszło ostatecznie do jego reaktywizacji. W rdzeniu nawierconym w północnej części Niziny Karwieńskiej udokumentowano obecność okrzemek halofilnych, np. *Cocconeis pediculus*, ceno-biów *Pediastrum* – glonów charakterystycznych dla płytkich i żyznych zatok, a także podwyższony udział turzyc *Cyperaceae* (Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987). W okresie subatlantyckim jezioro zaczęło zarastać. W obrębie Niziny Karwieńskiej dalej trwała akumulacja utworów biogenicznych, jednak w jej północnej części zaczęły tworzyć się stożki przelewowe w postaci pokryw piaszczystych. Ich powstanie wiązano ze zjawiskiem „fal burzowych” (Czekańska 1948). Część osadów budujących stożki przelewowe, po ustabilizowaniu się brzegu i rozwoju Mierzei Karwieńskiej, została przykryta nowo formującymi się torfami. Na przełomie XIX i XX wieku rozpoczęto proces intensywnych prac melioracyjnych, w wyniku których dotychczasowe, naturalne koryto rzeki Czarnej Wdy zostało poprowadzone kanałem wzdłuż zbudowanej drogi wojewódzkiej. Przyczyniło się to do szybkiego

zarastania jeziora znajdującego się w obrębie Niziny Karwieńskiej oraz akumulacji torfów.

Metody badań

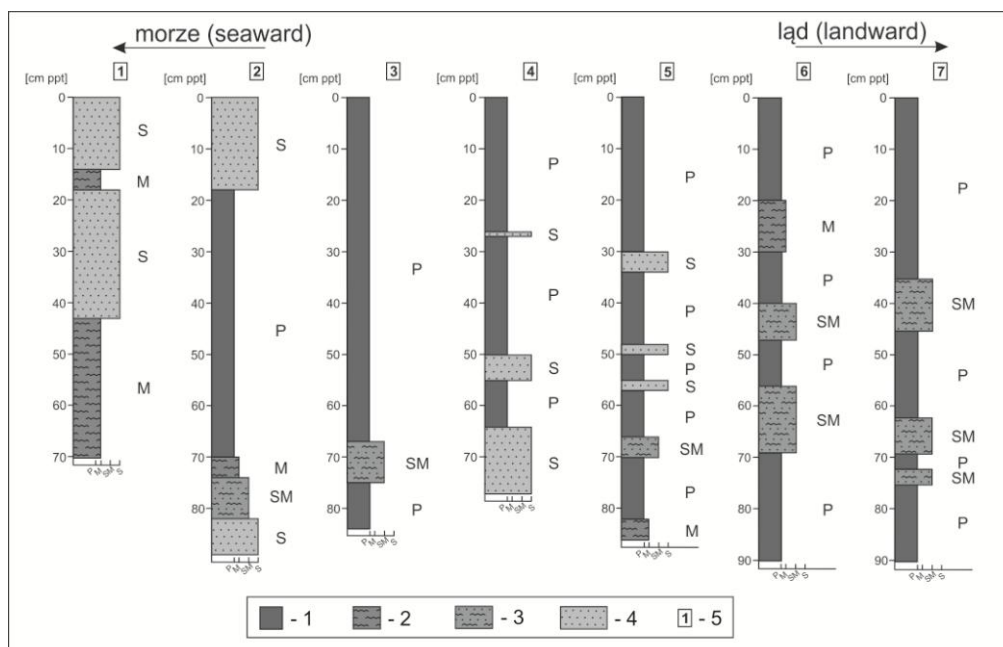
W obrębie torfowiska jak i obszaru znajdującego się na zapleczu Mierzei Karwieńskiej, w celu weryfikacji potencjalnej obecności osadów piaszczystych pomiędzy torfami, wykonano przy użyciu laski holenderskiej liczne sondowania do głębokości jednego metra. Przeprowadzono 68 sondowań w obrębie torfowiska oraz 32 na zapleczu bariery. Niewielka głębokość sondowań była zamierzona, gdyż celem było rozpoznanie osadów sztormowych związanych z zalewami morskimi w czasach historycznych, a nie w okresie formowania się Mierzei Karwieńskiej.

W trakcie sondowań rozpoznano makroskopowo litologię osadów, podstawowy skład materii organicznej oraz wielkość składników mineralnych. Jako podstawę opracowania przedstawiono trzy sondowania z rejonu torfowiska oraz cztery sondowania z zaplecza bariery (rys. 2). Łącznie tworzą one dwa transekty, w przybliżeniu zorientowane wzdłuż linii o kierunku NNE–SSW i pozwalają prześledzić potencjalną zmienność osadów od brzegu morza w kierunku lądu. Dla osadów piaszczystych wykonano także ma-

pę miąższości obrazującą przestrzenną zmienność powierzchniowych utworów mineralnych. Interpolację wykonano metodą IDW (*Inverse Distance Weight*) na podstawie danych z sondowań.

Wyniki

Pierwszy transekt, zlokalizowany bliżej morza, wykonany został na podstawie trzech sondowań (rys. 2, 3). W pierwszym z nich, bezpośrednio pod powierzchnią terenu występuje warstwa jasnych, średnioziarnistych piasków o miąższości 14 cm, w której można zauważyć pojedyncze fragmenty części korzeniowych traw, niewielkie klasty materiału mułowego oraz odpady antropogeniczne (fragmenty plastiku). Spąg tej warstwy jest nierówny. Poniżej zaobserwowano 4-centymetrową warstwę mułu z domieszką piasków średnioziarnistych. Kolejną tworzy około 25-centymetrowa seria jasnych piasków średnioziarnistych, w których występują pojedyncze fragmenty części korzeniowych traw. Część spągowa jest zaburzona a przejście do osadów organicznych nieregularne. Najniżej położoną warstwę tworzy średnio rozłożony torf trawiasto-trzciniowy z niewielką zawartością materiału mineralnego, głównie frakcji mułowych.



Rys. 3. Profile sondowań wykonanych w transekcie prostopadłym do linii brzegowej

1 – torf, 2 – muł i muł z torfem, 3 – muł i piasek, 4 – piasek, 5 – numer profilu

Probing profiles made in transect perpendicular to the shoreline

1 – peat, 2 – mud and mud with peat, 3 – mud and sand, 4 – sand, 5 – profile number

W drugim sondowaniu powierzchniową warstwę osadów stanowi jasny piasek średnioziarnisty o miąższości około 17 cm, zawierający fragmenty części korzeniowych traw. Poniżej tej granicy stwierdzono obecność półmetrowej warstwy torfu z wyraźnie erozyjnym stropem. Pierwsze 10 cm tego osadu występuje pod postacią dobrze zachowanego torfu trzciniowego z niewielkimi przewarstwieniami materiału mułowego. Kolejna część profilu to średnio rozłożony torf trzciniowy, w spągu stopniowo przechodzący w utwory mułowe, przykryte przez szary, różnoziarnisty piasek.

W trzecim sondowaniu pod powierzchnią terenu stwierdzono niemal wyłącznie utwory organiczne. Tworzą je średnio i dobrze rozłożone torfy trzciniowo-trawiaste, przy czym udział części korzeniowych traw jest widoczny głównie w górnej części profilu. Na głębokości 68–74 cm występują przewarstwienia osadu mineralnego. Tworzą je szare i jasnoszare piaski średnioziarniste.

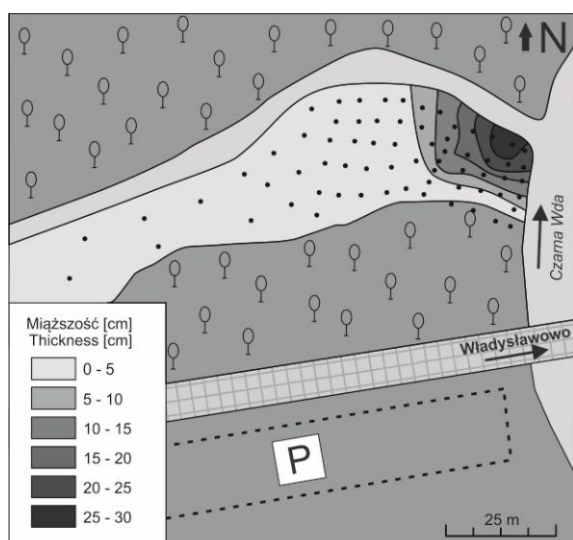
W sondowaniach zlokalizowanych na zapleczu bariery (rys. 2, 3) dominują torfy trawiaste, z przewarstwieniami piasku i piasku pylastego o miąższości kilku i kilkunastu centymetrów. W czwartym sondowaniu, zlokalizowanym najbliżej Czarnej Wdy, od powierzchni do głębokości 0,5 m stwierdzono torf trawiasty, znacznie rozłożony jedynie w części stropowej. Na głębokości 27 cm zaobserwowano pojedynczą, szarą laminę piasku średnioziarnistego. Poniżej głębokości 0,5 m stwierdzono obecność szarych piasków średnioziarnistych o miąższości około 5 cm, torfu trawiasto-trzciniowego o miąższości 9 cm oraz zalegające do spągu sondowania jasnoszare piaski średnio- i drobnoziarniste.

W następnym sondowaniu, oddalonym o kolejne 60 metrów w linii prostej od brzegu morza, udokumentowano od powierzchni do głębokości 30 cm warstwę średnio rozłożonego torfu trawiastego o barwie brązowej i ciemnobrązowej. W dolnej części tej warstwy zaobserwowano obecność pojedynczych ziaren piasku średnioziarnistego oraz fragmentów liści i poszycia leśnego. Głębiej, do około 76 cm, stwierdzono naprzemienne ułożone warstwy torfu trzciniowego o barwie oliwkowej oraz jasnych średnio- i drobnoziarnistych piasków. Granice pomiędzy piaskami i torfami są ostre. W ostatnich kilku centymetrach warstwy torfów, od 76 cm do 83 cm, zaobserwowano łagodną zmianę koloru torfu na jasnobrązowy i stopniowy wzrost udziału materii mineralnej w postaci mułu. Koniec sondowania jest podkreślony gęsto upakowanymi i pokruszonymi muszlami ślimaków słodkowodnych.

Szóste z kolei sondowanie rozpoczyna się 20 cm warstwą jasnobrązowego torfu trawiastego. Od 20–30 cm udokumentowano jasne piaski średnioziarniste z domieszką jasnobrązowego torfu trawiastego. W warstwie występującej na głębokości 30–40 cm zmienia się skład torfu z trawiastego na torf trzciniowy o barwie oliwkowej, a udział osadów mineralnych spada prawie do zera. Na głębokości 40–47 cm zaobserwowano obecność warstwy jasnych piasków średnioziarnistych o ostrej granicy w stropie i spągu oraz niewielkim przewarstwieniu organicznym pośrodku. Kolejną warstwę, do głębokości 54 cm, stanowi ponownie torf trzciniowy o barwie oliwkowej. Poniżej występuje warstwa jasnych i jasnoszarych piasków średnioziarnistych. Na 69 cm rozpoczyna się kolejna warstwa torfów trzciniowych. Do zakończenia sondowania, na głębokości 0,9 m, kolor torfów zmienia się z oliwkowego na brązowy a dalej ponownie do oliwkowego i prawie czarnego w części spągowej.

Ostatnie udokumentowane w transekcie sondowanie rozpoczyna się 35 cm warstwą rozłożonych, ciemnobrązowych i czarnych torfów trawiastych. W kierunku spągu warstwy można zaobserwować wzrost udziału części trzciniowych. Poniżej ma miejsce łagodne przejście do osadów mułowych i piaszczystych. Osad mineralny występuje do głębokości 46 cm i ma barwę jasnoszarą. Od 45 cm do 63 cm udokumentowano obecność ciemnoszarego torfu trawiastego z drobnymi laminami piaszczystymi, którego strop jest wyraźnie erozyjny. Od 63 cm do 75 cm obserwujemy szare piaski średnio- i drobnoziarniste rozdzielone 3-centymetrową warstwą ciemnego torfu. Poniżej 75 cm udokumentowano obecność mocno rozłożonych czarnych torfów, z niewielką domieszką drobnej materii mineralnej. W torfie znajdują się fragmenty części korzeniowych traw.

Dla torfowiska położonego przy ujściu Czarnej Wdy wykonano także mapę miąższości osadów piaszczystych przykrywających torf (rys. 4), która pokazuje, że powierzchniowa warstwa piasków osiąga największe miąższości w strefie eksponowanej na morze. Miąższość piasków maleje w każdym kierunku wraz z oddalaniem się od brzegu, a na przestrzeni kilkunastu metrów zmniejsza się od dwudziestu kilku do mniej niż dziesięciu centymetrów. W odległości od 20–30 m od brzegu warstwa piaszczysta występuje nieregularnie i w końcu zanika. W większej części obszaru torfowiska nie stwierdzono na powierzchni występowania warstwy piasków.



Rys. 4. Mapa miąższości osadów piaszczystych
Thickness map of sandy deposits

Dyskusja

Osady mineralne stwierdzone na powierzchni torfowiska położonego przy ujściu Czarnej Wdy wykazują obecność wyraźnej granicy erozyjnej w spągu. Warstwę osadów mineralnych budują jasne piaski średnioziarniste. Miąższość osadów zmniejsza się od części torfowiska najbardziej eksponowanej na morze w kierunku łądy. Tego typu cechy były wielokrotnie łączone z okresową działalnością sztormów na wybrzeżach (Morton i in. 2007; Kain i in. 2014; Williams 2015). Obszar torfowiska jest osłonięty z każdej strony przez wysoką roślinność, co wyklucza wpływ procesów eolicznych na ich depozycję, a na Czarnej Wdzie nie dochodzi do wezbrań powodziowych, które mogłyby nanieść na sąsiedni obszar 30-centymetrową warstwę piasku. Również rozkład przestrzenny piasków bardziej wskazuje na kierunek dostawy od strony morza niż od strony rzeki. Stąd nasuwa się wniosek, że obszarem źródłowym osadów mineralnych występujących w obrębie torfowiska jest pobliski obszar nadmorski. Procesem, który doprowadził do ich transportu, a następnie depozycji było wezbranie sztormowe. Niemniej jednak w przyszłości należałoby wykazać stopień podobieństwa rozpoznanych osadów mineralnych do osadów budujących wydmy nadmorskie oraz plażę.

W obrębie Niziny Karwieńskiej wyróżnić można trzy zasadnicze typy osadów: dwie generacje torfów związane z funkcjonowaniem natu-

ralnie podmokłego terenu nadmorskiego (torfy trzciniowe i trzciniowo-trawiaste) i obszaru przekształconego w łąki (torf trawiasty) oraz osady piaszczyste występujące pomiędzy torfami. Jest to wspólny mianownik wszystkich sondowań, choć znaczna zmienność osadów w całym transekcie pokazuje dużą odrębność każdego ze stanowisk (rys. 3). Na uwagę zasługuje sondowanie numer 5, w spągu którego natrafiono na detrytus muszlowy. Sukcesja osadów wskazuje na zanik niewielkiego zbiornika wodnego. W przeszłości donoszono o występujących na większej głębokości osadach gytyi (Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987; Tomczak 1995). Zestawiając te informacje z mapami historycznymi dla rejonu Niziny Karwieńskiej można wywnioskować, że osady powstały w jeziorze przepływowym, które funkcjonowało na tym terenie przed II Wojną Światową. Na tej podstawie wiadomo także, że w najnowszej historii obszar Niziny Karwieńskiej nie był narażony na bezpośrednie oddziaływanie Morza Bałtyckiego. Bardziej prawdopodobne jest, że występujące na nizinie torfy z przewarstwieniami piasków można wiązać z prowadzoną na tych terenach gospodarką rolną, niż wpływem procesów sztormowych. Podobne wystąpienia piasków stwierdzono w wielu miejscach na nizinie, także w sąsiedztwie rowów melioracyjnych. W kilku sondowaniach zwrócono uwagę na występowanie pojedynczych ziaren piasku lub jednocentymetrowych lamin piaszczystych pomiędzy torfami trawiastymi. Prawdopodobnie ziarna te zostały naniesione przez wiatr.

Po wstępnym rozpoznaniu przypowierzchniowej warstwy torfów na Mierzei Karwieńskiej i Nizinie Karwieńskiej można wysnuć wniosek, że wcześniejsze doniesienia o falach burzowych (Czekańska 1948) mają swoje potwierdzenie wyłącznie w przypadku obszarów bezpośrednio eksponowanych na oddziaływanie morza oraz okresu formowania się Mierzei Karwieńskiej (Rosa 1963; Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987). Poza torfowiskiem przy ujściu Czarnej Wdy, współczesne osady sztormowe udokumentowano także bezpośrednio na zapleczu plaży i pasa wydmowego (Wróblewski, Moskalewicz 2014). Nie wyklucza to jednak możliwości wdarcia się wód morskich na teren Niziny Karwieńskiej. Jeśli nawet tego typu wezbranie wystąpiło w przeszłości, to nie pozostawiło po sobie łatwo rozpoznawalnej warstwy osadów piaszczystych pomiędzy torfami. Może w przyszłości nadzieją na rozpoznanie śladów po ekstremalnych zalewach morskich na terenach nizinnych staną się

badania wykorzystujące DNA (Szczuciński i in. 2016), dając informację o wpływie środowiska morskiego na obszar nizinny nie tylko w aspekcie zagrożeń naturalnych, ale także badań paleogeograficznych.

Podsumowanie

Wstępna weryfikacja doniesień o możliwości występowania osadów pochodzenia morskiego w obrębie torfowisk Mierzei i Niziny Karwieńskiej wykazała, że wyraźny zapis sedymentacyjny procesów sztormowych zachował się jedynie w części torfowiska najbardziej ekspozowanej w kierunku morza, w postaci ciągłej warstwy piaszczystej o miąższości dochodzącej do 30 cm, jednak wyraźnie zmniejszającej się w kierunku lądu. Spąg osadów sztormowych był podkreślony wyraźną granicą erozyjną. Badania terenowe wykonane w obrębie Niziny Karwieńskiej wykazały, że w przeszłości nie doszło do wezbrań sztormowych, które pozostawiłyby po sobie łatwo wyróżnialną warstwę osadów piaszczystych.

Podziękowania

Autor pragnie podziękować recenzentom za uwagi, które przyczyniły się do ulepszenia manuskryptu. Badania zostały sfinansowane w ramach grantu BW 538-G110-B554-14 dla młodych naukowców: „Rozpoznanie obszarów występowania osadów sztormowych na nizinach nadmorskich województwa pomorskiego jako źródło informacji o zagrożeniach zalewami morskimi w przyszłości”.

Literatura

- Bogaczewicz-Adamczak B., Drwal J., Gołębiowski R., Król D., Miotk G. 1987. Studia archeologiczno-paleogeograficzne Kępy Ostrowskiej na Pobrzeżu Kaszubskim. *Przegląd Archeologiczny* 34: 49-81.
- Costa P.J.M., Andrade C., Dawson A.G., Mahaney W.C., Freitas M.C., Paris R., Taborda R. 2012. Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology* 275-276: 55-69.
- Czekańska M. 1948. Fale burzowe na południowym wybrzeżu Bałtyku. *Badania nad Polską zachodnią* 1: 58-96.
- Formela K., Marsz A.A. 2011. Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971-2009). *Prace i Studia Geograficzne* 47: 189-196.
- Garcia T., Ferreira Ó., Matias A., Dias J.A. 2010. Overwash vulnerability assessment based on long-term washover evolution. *Natural Hazards* 54: 225-244.
- Kain C.L., Gomez C., Hart D.E., Wassmer P., Goff J., Starheim C. 2014. Assessing topographic controls on flow direction in washover deposits using measurements of Magnetic Fabric. *Marine Geology* 350: 16-26.
- Kondracki J. 2011. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-468.
- Łabuz T.A. 2009. Distal washover fans on Swina Gate Sandbar. *Oceanological and Hydrobiological Studies* 38: 79-95.
- Kowalska B., Sztobryn M., Mykita M., Krzysztofik K., Kańska A. 2012. Ocena bezpośredniego zagrożenia powodzią obszarów przybrzeżnych przy uwzględnieniu oddziaływania morza i zmian klimatycznych (na przykładzie obszaru pilotażowego w Karwi). W: J. Wibig, E. Jakusik (red.) *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku południowym. Spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej*. IMGW, Warszawa: 233-250.
- Marosz K.J. 2010. Wezbrania sztormowe w rejonie Gdańska w latach 1987-2006. W: T. Ciupa, R. Suligowski (red.) *Woda w badaniach geograficznych*. Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego, Kielce: 75-80.
- McCall R.T., Van Thiel de Vries J.S.M., Plant N.G., Van Dongeren A.R., Roelvink J.A., Thompson D.M., Reniers A.J.H.M. 2010. Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island. *Coastal Engineering* 57: 668-683.
- Morton R., Gelfenbaum G., Jaffe B.E. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunamis and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200: 184-207.
- Morton R.A., Sallenger Jr A.H. 2003. Morphological Impacts of Extreme Storms on Sandy Beaches and Barriers. *Journal of Coastal Research* 19: 560-573.
- Phantuwongraj S., Choowong M. 2012. Tsunamis versus storm deposits from Thailand. *Natural Hazards* 63: 31-50.
- Rosa B. 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Section C*, 5: 1-172.
- Stanisławczyk I. 2012. Storm-surges Indicator for the Polish Baltic Coast. *TransNav* 6: 123-129.
- Su T.T., Saimy B.I., Bulgiba A.M. 2013. Socioeconomic consequences of the 2004 tsunami: Policy implications for natural disaster management. *Preventive Medicine* 57: 74-76.
- Szczuciński W., Pawłowska J., Lejzerowicz F., Nishimura Y., Kokociński M., Majewski W., Nakamura Y., Pawłowski J. 2016. Ancient sedimentary DNA reveals past tsunami deposits. *Marine Geology* 381: 29-33.

- Tokarczuk E. 2006. Stożki przelewowe spiętrzeń sztormowych w budowie Mierzei Karwińskiej na odcinku 138-140.5 km brzegu morskiego. Maszynopis pracy magisterskiej. Archiwum Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu na Uniwersytecie Gdańskim.
- Tomczak A. 1995. Peat series in the Karwia Lowland and the problem of Holocene marine transgression. *Journal of Coastal Research, Special Issue 22*: 207-210.
- Williams H.F.L. 2015. Contrasting styles of Hurricane Irene washover sedimentation on three east coast barrier islands: Cape Lookout, North Carolina; Assateague Island, Virginia; and Fire Island, New York. *Geomorphology* 231: 182-192.
- Wiśniewski B., Wolski T. 2009. Katalogi wezbrań i obniżen sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu. Wyd. Nauk. Akademii Morskiej, Szczecin: 1-156.
- Wróblewski R. 2008. Zmiany zachodniej części Półwyspu Helskiego. *Landform Analysis* 9: 226-227.
- Wróblewski R., Moskalewicz D. 2014. Stożki przelewowe w budowie Mierzei Karwińskiej. W: R. Sokołowski (red.) *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Uniwersytet Gdański, Gdańsk: 59-62.

Summary

Storm surges influences local communities and landscape most severely. If the storm surge level reaches the height of a dune, sea water may flow towards the backbarrier and leave a sedimentological mark in peatlands. The Karwia Barrier peatlands are a potential archive of

extreme storm floods due to their low absolute heights and relatively flat morphology. During the field work, the subsurface sediments of the investigated area were recognized to verify the hypothesis of the presence of storm surge deposits within the barrier and accompanying peatlands. Numerous shallow drillings were performed and the most essential of them are presented in this paper.

Profiles described in the peatlands which are most exposed to the sea showed the presence of a layer which was composed mostly of medium to coarse, moderately to well sorted sand. The base of the layer revealed a sharp erosive boundary. The thickness of the sands decreased from 30 cm in landward direction at the distance of approximately 20 meters. Textural characteristics of sandy grains revealed a beach and dune source of this sediment. Profiles described in the peatland at the back of barrier were composed mostly of peats and muds. Different types of mineral sediments were dispersed and irregular. It was the lack of sediments features that could be linked to storm processes. This leads to a conclusion that none of the historical storm floods left an easily distinguishable sandy layer here.

The paper shows that more studies of storm surge geological and geomorphological effects are needed for a better recognition of extreme past events and a better understanding of the nature of storm deposits. It also showed that under suitable conditions coastal peatlands may be a good archive for extreme storm processes.

**WSTĘPNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA I PALEOBOTANICZNA
MOKRADŁA W KOPYTKOWIE NA TLE ANALIZY WSPÓŁCZESNYCH
WARUNKÓW WODNYCH I SZATY ROŚLINNEJ
(DOLINA BIEBRZY, NE POLSKA)**

**Preliminary geological and palaeobotanical description of the Kopytkowo swamp
in relation to the analysis of contemporary water conditions and vegetation
(Biebrza River valley, NE Poland)**

DANIEL OKUPNY*, KRZYSZTOF FORTUNIAK**, MAREK KLOSS***,
MACIEJ ZIUŁKIEWICZ****, JACEK FORYSIAK*****, ANNA FORTUNIAK*****,
LESZEK BEDNORZ*****, WŁODZIMIERZ PAWLAK**

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki badań geologicznych i paleobotanicznych mokradła Kopytkowo, położonego w Basenie Środkowej Biebrzy. Prace wykonane zostały w otoczeniu stanowiska pomiarów strumieni gazów cieplarnianych w Kopytkowie. Misa opisywanego mokradła powstała w wyniku odcięcia koryta rzecznego, a następnie podtopienia odcinka doliny Biebrzy. Złoże budują przede wszystkim mulki organiczne, a warstwę przypowierzchniową stanowi torf turzycowy. Wody stwierdzone w badanym złożu wykazują silne powiązania z wodami podziemnymi i ograniczone z wodami opadowymi. Obecnie w najbliższym otoczeniu stanowiska pomiarowego dominują dwa zbiorowiska roślinne: trzcinowisko wzdłuż koryta Kopytkówki i zbiorowisko wysokich turzyc.

Słowa kluczowe: proces zabagnienia, budowa geologiczna, stratygrafia złoża, warunki siedliskowe, dolina Biebrzy

Abstract. The article presents the results of geological and palaeobotanical studies of the Kopytkowo swamp, located in the Middle Biebrza Basin. The work was carried out in the vicinity of a measure point for streams of greenhouse gases in Kopytkowo. The basin of the described swamp developed as a result of a cut-off of a river channel and a subsequent flooding of a part of the lower Biebrza. The deposit is composed mainly of organic silt. The subsurface layer is composed of sedge peat. The waters contained in the studied deposit display a strong genetic connection to underground waters and a limited connection to rainwater. Currently there are two dominant plant communities in the immediate vicinity of the measure point: an assemblage of high sedges and an extended patch of reed along the Kopytkówka.

Key words: swamping process, geological structure, stratigraphy of deposits, habitat conditions, Biebrza river valley

Wprowadzenie

Mokradła zaliczane są do ekosystemów najbardziej zróżnicowanych pod względem geolo-

gicznym, hydrologicznym czy botanicznym. Deponowane w ich obrębie osady biogeniczne, mimo niezbyt częstego występowania w litosferze, należą do ważnej grupy kenozoicznych utworów geologicznych (Tobolski 2004). Głów-

* Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: fortun@uni.lodz.pl, wpawlak@uni.lodz.pl

*** Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Wydział Biologii i Nauk o Środowisku, Zakład Biologii Roślin, ul. Wóycickiego 1/3, 01-938 Warszawa; e-mail: m.kloss@uksw.edu.pl

**** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: maciej.ziulkiewicz@geo.uni.lodz.pl, afort@geo.uni.lodz.pl

***** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacekfor@interia.eu

***** Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Wydział Ogrodnictwa i Architektury Krajobrazu, Katedra Botaniki, ul. Wojska Polskiego 71C, 60-625 Poznań; e-mail: lbednorz@up.poznan.pl

nym składnikiem torfów jest materia organiczna pochodząca z obumarłych roślin, a jej zawartość i skład w istotny sposób wpływają na właściwości fizykochemiczne osadów, w tym zdolności sorpcyjne, które kształtują skład wód podziemnych (Ścibor i in. 2015). W zależności od warunków hydrologicznych (tj. stanu natlenienia środowiska sedymentacyjnego i występowania zalewów) wyróżnia się pięć podstawowych rodzajów siedlisk hydrogenicznych: torfowiska, mułowiska, gytiewiska, namuliska i podmokliska. Głównym kryterium wyróżniającym typ siedliska jest rodzaj akumulowanego osadu hydrogenicznego – torfu bądź utworu nietorfowego (Żurek 1990, 1993; Dembek, Oświt 1992; Tobolski 2000). W przypadku mokradeł położonych w dolinach rzecznych, o znacznych okresowych wahaniach poziomu wody, procesy torfotwórcze są ograniczane, przeważać może nanoszenie osadów mineralnych, zaś odłożone warstewki torfu czy gytii detrytusowych ulegają intensywnemu rozkładowi. W takich warunkach zachodzi sedymentacja mułu. Głównym jego komponentem jest humus, składany zwykle razem z drobną (koloidalną) zawiesziną mineralną, z którą tworzy kompleksowe związki organiczno-mineralne, stanowiące od 20 do 60% osadu (Okruszko 1988). Miąższość mułów osiąga maksymalnie 1 metr, ale przeważnie jest mniejsza i wynosi 0,2–0,25 m (Banaszuk, Micun 2009). Tego rodzaju osady są często spotykane w dolinie Biebrzy (m.in. Żurek 1990).

Tereny bagiennie są jednym z głównych naturalnych obszarów uwalniania metanu do atmosfery (m.in. Denman i in. 2007; Ciais i in. 2013). Jednocześnie w procesie fotosyntezy na obszarach tych następuje akumulacja węgla związanego z atmosferycznego dwutlenku węgla (m.in. Frolking, Roulet 2007). Dlatego poznanie wymiany gazowej pomiędzy ekosystemami bagiennymi a atmosferą ma kluczowe znaczenie w świetle współczesnych zmian klimatycznych. Bezpośrednie pomiary tej wymiany w skali całego ekosystemu, jakie umożliwia tzw. metoda kowariancji wirów, należą jednak do rzadkości (Laurila i in. 2012; Nicolini i in. 2013; Baldocchi 2014) ze względu na duże wymagania związane z lokalizacją punktu pomiarowego, skomplikowaną metodyką oraz wysokie koszty. Na bagnach biebrzańskich pomiary strumieni gazów cieplarnianych (CO_2 , CH_4 , H_2O) tą metodą prowadzone są na stanowisku w Kopytkowie od 2013 roku (Pawlak i in. 2016; Siedlecki i in. 2016; Fortuniak i in. 2016, 2017). Pozwala to na ocenę rocznej emisji CH_4 do atmosfery, która

w latach wilgotnych osiąga $29 \pm 4 \text{ gCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (pomiary w roku 2013) a w latach suchych $20 \pm 1 \text{ gCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (pomiary w roku 2014). Zaobserwowano również silne pochłanianie CO_2 z atmosfery. Strumień netto tego gazu osiągnął $-980 \pm 150 \text{ gCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ w roku bardziej wilgotnym i $-560 \pm 130 \text{ gCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ w bardziej suchym (Fortuniak i in. 2017). Pełna analiza wyników tych pomiarów, w szczególności uwarunkowań wymiany badanych gazów cieplarnianych między ekosystemem bagiennym a atmosferą, możliwa jest jednak jedynie przy uwzględnieniu lokalnych warunków hydrologicznych, glebowych, botanicznych i geologicznych. Ocena tych warunków, w świetle wymiany gazowej ziemia-atmosfera, skłoniła autorów do podjęcia na analizowanym obszarze badań innych komponentów środowiska.

Głównym celem prac badawczych była charakterystyka środowiska przyrodniczego, w którym tworzyły się utwory organiczne na stanowisku w Kopytkowie, w Basenie Środkowej Biebrzy. Rekonstrukcja warunków paleośrodowiskowych stała się możliwa dzięki odtworzeniu subfosylnych zbiorowisk roślinnych na podstawie analizy makroszczątków oraz analizy cech fizykochemicznych badanych utworów. Dokonano także konfrontacji warunków sedymentacyjnych ze stanem i składem fizykochemicznym wód powierzchniowych i podziemnych oraz współczesną szatą roślinną. Określono podstawowe właściwości fizykochemiczne i skład chemiczny wód w obrębie poligonu badawczego oraz na terenie bezpośrednio przylegającym.

Teren badań

Lokalizacja stanowiska pomiarów strumieni gazów cieplarnianych w Kopytkowie uwarunkowana została zarówno względami merytorycznymi (reprezentatywność obszaru pomiarowego, wymogi dotyczące obszaru źródłowego czujników turbulencyjnych) jak i ograniczeniami praktycznymi (konieczność podłączenia do stabilnego źródła prądu i bezpieczeństwo systemu pomiarowego). Kompleks mokradeł biebrzańskich należy do największych i najcenniejszych przyrodniczo obszarów bagiennych Europy Środkowej (Banaszuk 2004). Ze względu na zachowanie w dolinie Biebrzy naturalnych układów siedliskowych, od wielu lat uznawany jest za obszar referencyjny w badaniach ekosystemów bagiennych (Wassen i in. 1990).

Stanowisko badawcze w Kopytkowie położone jest na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego (53°35'30,8"N, 22°53'32,4"E, 109 m n.p.m.; fot. 1), w Basenie Środkowej Biebrzy (rys. 1). Ta część doliny ma charakter rozległej kotliny, w której łączą się wody kilku rzek: Biebrzy, Brzozówki, Netty, Elku i Jegrzni. Cechuje się występowaniem na obszarze około 49 ha licznych, płytkich torfowisk o miąższość torfu, głównie szuwarowego i turzycowiskowego, nieprzekraczającej 2 metrów (w przypadku 63,8% złóż). Sedentacji autochtonicznej materii organicznej, oprócz wód zalewowych, sprzyjał napływ wód podziemnych o zwierciadle swobodnym (Żurek 1975; Oświt 1991). W Basenie Środkowej Biebrzy oprócz torfowisk występują

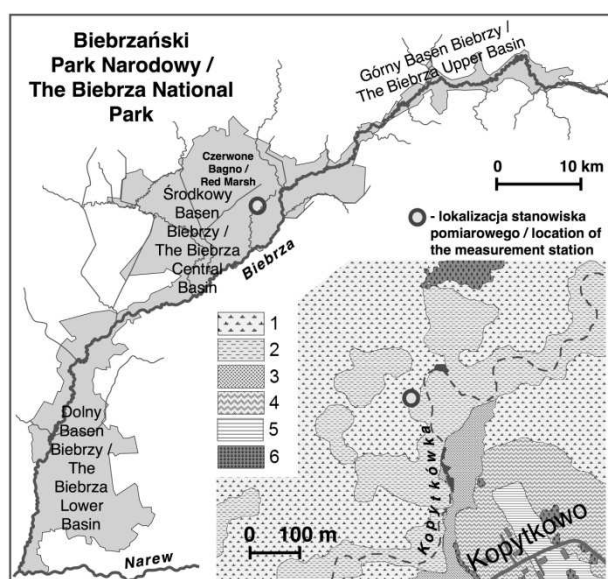
mokradła torfiaste, namuliska oraz mułowiska (Żurek 1990; Dembek i in. 2000). Zgodnie z hydrologicznym typem zasilania ekosystemy te zalicza się do mokradeł fluwiogenicznych (Dembek, Oświt 1992). Bagna tego typu zasilane są zalewowymi wodami rzeczными, powierzchniowym spływem wody ze stoków oraz wodami aluwialnymi, których rola zwiększa się po okresach zalewów (Żurek, Tomaszewicz 1996). Takie warunki hydroekologiczne powodują sedymentację mułów w strefie przykorytowej. Mułowiska wśród siedlisk hydrogenicznych, stanowią stosunkowo słabo rozpoznaną grupę mokradeł, mimo iż strefa torfowo-mułowa w dolinie Biebrzy obejmuje najdłuższy odcinek (65 km).



fot. K. Fortuniak, 2016

Fot. 1. Stanowisko pomiarowe w Kopytkowie

The measurement station in Kopytkowo



Rys. 1. Położenie stanowiska pomiarowego w Biebrzańskim Parku Narodowym oraz szkic najbliższego otoczenia punktu pomiarowego

1 – turzycowiska, 2 – trzcinowiska, 3 – szuwar tatarakowy, 4 – łąki, 5 – pola uprawne, 6 – lasy

Location of the measurement station in the Biebrza National Park and sketch with distribution of different vegetation types near the station

1 – tall-sedge, 2 – reed, 3 – *Acoretum calami*, 4 – meadows, 5 – fields, 6 – forest

Relacja między dopływem i odpływem wody, do i z siedliska, wynika z budowy geologicznej i rzeźby terenu, decydujących o obiegu wody w środowisku przyrodniczym. Szczegółowy opis rzeźby terenu oraz procesów kształtujących siedliska w dolinie Biebrzy można znaleźć m.in. w pracach Okruszko (1983), Żurka (1983, 1991, 2005) i Banaszuka (2004). W Basenie Środkowej Biebrzy nastąpiło wyraźne wyodrębnienie koryt i strefy przykorytowej Biebrzy i jej dopływów, w których warunki geomorfologiczne i hydrologiczne sprzyjają akumulacji utworów mułowych (Żurek 1975). Szczegółowy opis stref w mniejszych dolinach rzecznych północno-wschodniej części Polski, charakteryzujących się występowaniem mułów podali m.in. Oświt i in. (1980), Kiryluk (2007) oraz Kalisz i Łachacz (2008).

Metodyka badań

W otoczeniu stanowiska pomiarowego wykonano terenowe badania hydrologiczne, hydrochemiczne i geologiczne (litologiczne), obejmujące również pobór próbek wody i utworów geologicznych do dalszych badań laboratoryjnych.

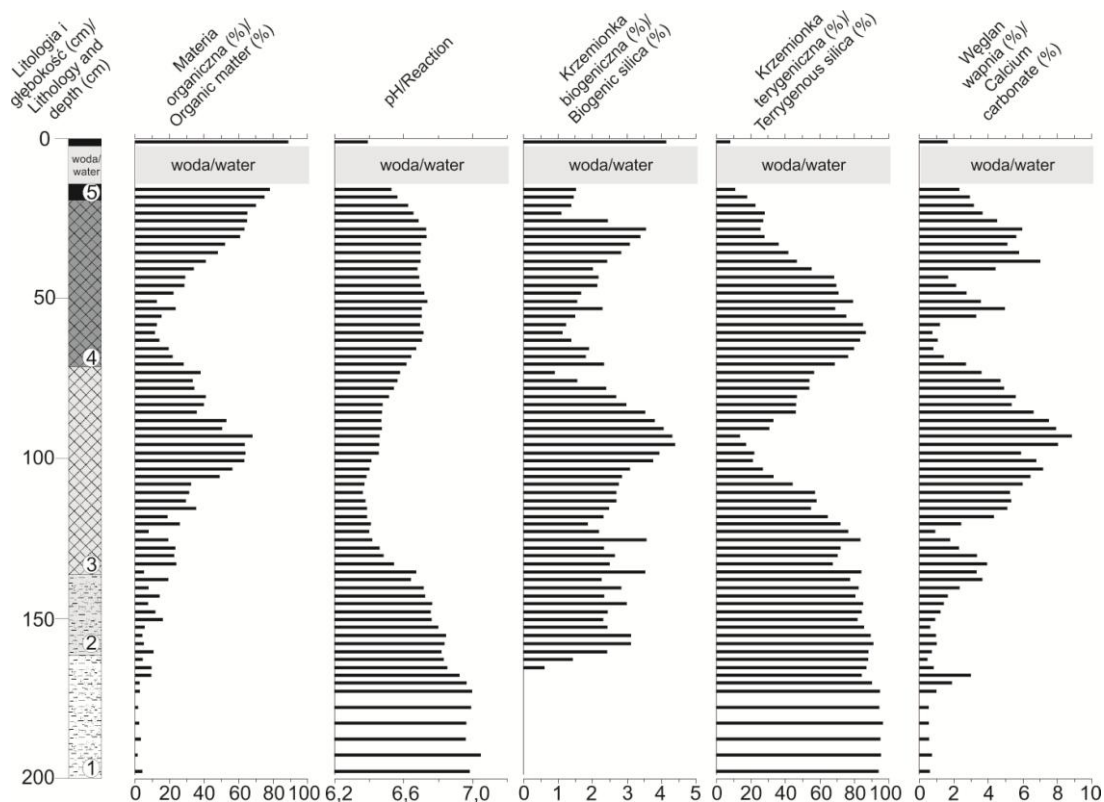
Badania hydrochemiczne przeprowadzono w okresie od czerwca 2013 do czerwca 2014 roku w odstępach jednomiesięcznych, w sieci punktów badawczych ujmujących wody powierzchniowe oraz podziemne (Ziułkiewicz i in. 2014). Prace przeprowadzono w trzech miejscach wzdłuż transektu pomiędzy stacją badawczą a zabudowaniami wiejskimi Kopytkowa. Wody gruntowe ujęto piezometrami z głębokości 0,3 m i 1,3–1,5 m, zestawiając je parami, a wody powierzchniowe pobierano bezpośrednio z koryta Kopytkówki. Analiza chemiczna prowadzona była w zakresie podstawowych cech fizykochemicznych, głównych jonów, mineralnych form związków azotu i fosforu, żelaza ogólnego, manganu, krzemionki oraz zawartości substancji organicznych (utlenialność, barwa wody). Analizy wykonywało laboratorium Pracowni Geologii Wydziału Nauk Geograficznych UŁ oraz Laboratorium Technik Analitycznych i Komputerowych Wydziału Biologii i Ochrony Środowiska UŁ wg metodyki badań wód podziemnych (Witezak i in. 2013).

Zbiorowiska roślinne określono metodą Braun-Blanqueta (1964), na podstawie zdjęć fitosocjologicznych wykonanych na trzech stanowiskach w otoczeniu stacji pomiarowej,

w dniu 14 czerwca 2014 roku. Nazewnictwo jednostek syntaksonomicznych podano za Matuszkiewiczem (2011), a nomenklaturę roślin naczyniowych przyjęto wg Mirka i in. (2002).

Litologia osadów biogenicznych i ich podłoża rozpoznana została przy zastosowaniu ręcznego sprzętu: próbnika oczkowego i świdra geologicznego. W odległości 4 m na południe od stacji pomiarowej, przy pomocy próbnika Instorf, pobrany został rdzeń osadów organicznych o miąższości 200 cm, który oznaczono jako Kp-1 (rys. 2). Podzielono go w warunkach laboratoryjnych na odcinki o długości od 2,5 do 5 cm i ogółem wyodrębniono 70 próbek osadów. W laboratorium Katedry Geomorfologii i Paleogeografii oraz w Pracowni Geologii WNG UŁ dla próbek tych oznaczono podstawowe składniki litogeochemiczne: materię organiczną – MO (metoda strat prażenia w piecu muflowym w temperaturze 550°C przez 4 godziny), węglan wapnia – CaCO₃ (metoda objętościowa przy pomocy aparatu Scheiblera) oraz krzemionkę bio- i terygeniczną – SiO₂biog i SiO₂ter (rozpuszczenie próbki w HCl i KOH) (Tobolski 2000; Heiri i in. 2001; Woszczyk, Szczepaniak 2008). Suma trzech ostatnich składników litogeochemicznych nazywana jest często popielnością (Kwiatkowski 1971; Rydelek 2011). Zatem popiół pozostały po prażeniu osadów organicznych to mieszanina popiołu pierwotnego (pochodzącego ze spalania szczątków roślin) oraz popiołu wtórnego (allochtoniczna materia mineralna). Określone stosunki ilościowe wymienionych składników posłużyły do klasyfikacji udokumentowanych utworów zgodnie z procedurą Markowskiego (1980). Metodą potencjometryczną oznaczono odczyn osadów (Myślińska 2001), wartości podano dla substancji rozpuszczonej w wodzie destylowanej, po wstępnym wysuszeniu w temperaturze 105°C (Myślińska 2001).

Pobrany z rdzenia osadów biogenicznych materiał poddano analizie makroszczątków roślinnych. Z różniących się makroskopowo warstw wyodrębniono próbki osadów (z reguły jedną na 10 cm) o objętości około 30–50 cm³. Materiał przeznaczony do badań mikroskopowych był gotowany w 10% NaOH, a następnie przemywany wodą na sicie o średnicy oczek 0,2 mm. Z każdej próby wykonano po 10 preparatów mikroskopowych i określono ich skład botaniczny, przy zastosowaniu klasyfikacji Tołpy i in. (1967). Do badań użyto mikroskopu Nikon Eclipse E 200.



Rys. 2. Mokradło Kopytkowo. Litologia oraz wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Kp-1

litologia: 1 – podłoże mineralne, 2 – piasek z domieszką materii organicznej, 3 – muł limnetyczny, 4 – muł telmatyczny, 5 – torf trawiasto-turzycowy

Kopytkowo swamp. Lithology and results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Kp-1

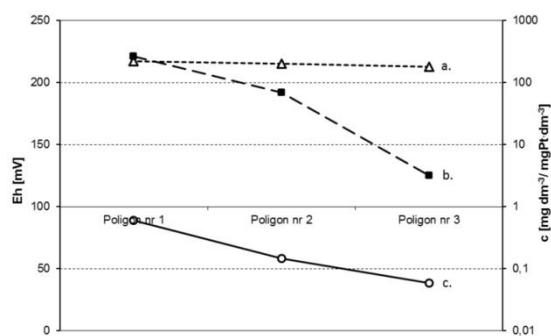
lithology: 1 – mineral bedrock, 2 – sand with an admixture of organic matter, 3 – limnetic mud, 4 – telmathic mud, 5 – tall-sedge peat (fen peat)

Wyniki badań i dyskusja

Badania hydrochemiczne

Prace hydrochemiczne przeprowadzono w ciągu jednego roku, wzdłuż transektu: zabudowania wsi Kopytkowo – stacja badawcza. Stwierdzono, że wody ze strefy przypowierzchniowej nie różnią się istotnie między sobą. Nieznaczny jest wzrost stężenia jonu amonowego i wskaźnika barwy wody oraz obniżenie potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w postępie od wsi ku stacji badawczej (rys. 3).

Wody w profilu głębokościowym różnicują się dużo wyraźniej. Stężenia wodorowęglanów i krzemionki rozpuszczonej rosną wraz z głębokością (rys. 4A). Duża grupa elementów hydrochemicznych wyróżnia strefę podpowierzchniową, w zasięgu systemów korzeniowych helofitów (rys. 4B). Wyraźnie zaznacza się przy tym

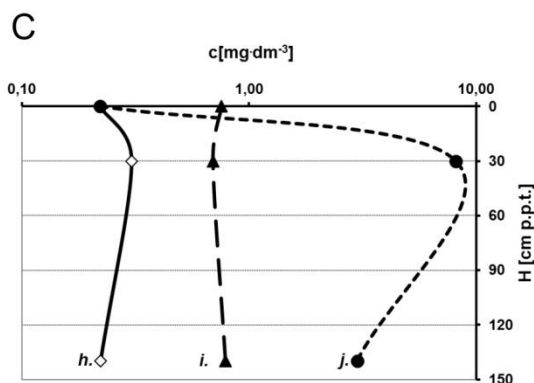
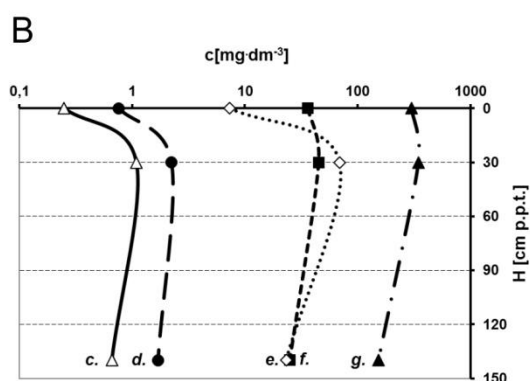
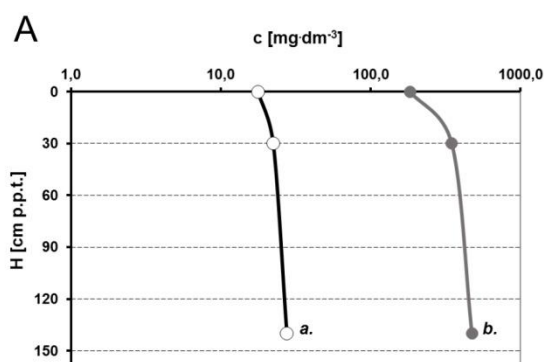


Rys. 3. Zmiany średnich wartości wybranych elementów hydrochemicznych pomiędzy poligonami badawczymi w Kopytkowie

a – barwa wody, b – potencjał redoks, c – NH_4^+

Mean values of selected hydrochemical elements in polygons in Kopytkowo

a – colour of water, b – redox potential, c – NH_4^+ ion



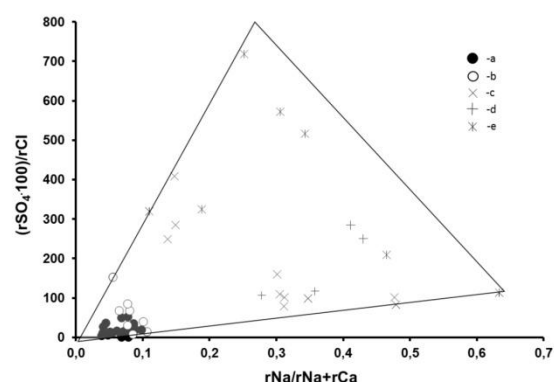
Rys. 4. Zmiany średnich wartości wybranych elementów hydrochemicznych w profilu głębokościowym utworów przypowierzchniowych na poligonie badawczym nr 1

A. a – SiO₂, b – HCO₃⁻; B. c – Mn, d – tlen rozpuszczony, e – Fe, f – agresywny CO₂, g – barwa [mgPt dm⁻³]; C. h – NO₂⁻, i – NH₄⁺, j – NO₃⁻

Mean values of selected hydrochemical elements across vertical profile of sediments in polygon no 1

A. a – SiO₂, b – HCO₃⁻; B. c – Mn, d – dissolved oxygen, e – Fe, f – aggressive CO₂, g – colour of water [mgPt dm⁻³]; C. h – NO₂⁻, i – NH₄⁺, j – NO₃⁻

proces nityfikacji (rys. 4C). Przy wykorzystaniu wskaźników hydrochemicznych (Ziułkiewicz, Fortuniak 2016) stwierdzono, że wody poligonu Kopytkowo wykazują silne powinowactwo genetyczne z wodami podziemnymi i ograniczony związek z wodami opadowymi (rys. 5). Mimo tego obserwuje się sezonowe zmiany składu jonowego, spowodowane wzmożonym zasilaniem opadowym i roztopowym, w tym wodami zalewowymi pobliskiej Kopytkówki. Na zróżnicowane hydrochemiczne wód występujących w obrębie bagien biebrzańskich, będące wynikiem ich złożonego zasilania wskazują Stelmaszczyk i in. (2009), a strefową dominację wód podziemnych stwierdzają Wassen i in. (1992).



Rys. 5. Pochodzenie wód podziemnych i powierzchniowych (a, b) na poligonie badawczym wg graficznej interpretacji wskaźników hydrochemicznych (Ziułkiewicz, Fortuniak 2016)

a – wody podziemne, b – wody powierzchniowe, c – wody opadowe ze stacji monitoringu opadów IMGW Warszawa-Okęcie wg danych udostępnionych przez Głównego Inspektora Ochrony Środowiska za okres 2009–2011, d – wody opadowe ze stacji monitoringu opadów IMGW Sulejów wg danych udostępnionych przez Głównego Inspektora Ochrony Środowiska za okres 2009–2011, e – wody opadowe ze stacji bazowej zintegrowanego monitoringu środowiska Puszcza Borecka

The origin of groundwaters and surface waters (a, b) in the polygon based on the hydrochemical indexes (Ziułkiewicz, Fortuniak 2016)

a – groundwaters, b – surface waters, c – rainwaters in Warsaw-Okęcie (Institute of Meteorology and Water Management), d – rainwaters in Sulejów (IMWM), e – rainwaters in the Borecka Wilderness (Integrated Monitoring Station)

Rozpoznanie zbiorowisk roślinnych

Obecnie pod względem botanicznym w najbliższym otoczeniu stanowiska pomiarowego dominują zbiorowiska: szuwarów wielkoturzy-

cowych i szuwaru trzcinowego, towarzyszące korytu Kopytkówki. Bezpośrednio przy stacji pomiarowej występują przede wszystkim płaty fitocenozy reprezentującej zespół *Caricetum rostratae* Rübel 1912. Zespół ten należy do zbiorowisk średniowysokich turzyc i jest jednym z najpospolitszych ze związku *Magnocaricion* z klasy *Phragmitetea*. Turzycy: *Carex rostrata* i *Carex paniculata* oraz siedmiopalecznik błotny *Comarum palustre* są tu gatunkami dominującymi. Rozpościerające się wzdłuż Kopytkówki trzcinowisko reprezentuje mozaikę szuwaru trzcinowego *Phragmitetum australis* (Gams 1927) Schmale 1939 i szuwaru zachylnikowo-trzcinowego *Thelypteridi-Phragmitetum* Kuiper 1957. Oba zbiorowiska są słabo scharakteryzowane jako zespoły, bo tylko za pomocą gatunków dominujących lub wyróżniających. Szuwar zachylnikowo-trzcinowy to zbiorowisko ze związku *Magnocaricion*, ale nawiązujące florystycznie i siedliskowo do związku *Phragmition*. Trzcina pospolita *Phragmites australis*, paproć zachylnik błotny (nerecznica błotna) *Thelypteris palustris* oraz przytulia bagienna *Galium uliginosum* są dominującymi gatunkami zespołu, występującego w pasie ciągnącym się wzdłuż zarastającego koryta Kopytkówki. Na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego zarówno szuwar turzycy dziubkowatej *Caricetum rostratae* jak i szuwar zachylnikowo-trzcinowy *Thelypteridi-Phragmitetum* zaliczane są wśród zbiorowisk związku *Magnocaricion* do szuwarów o nieznacznym udziale w krajobrazie roślinnym mokradel biebrzańskich (Bartoszuk 2005). Wymienione wyżej zbiorowiska od wsi Kopytkowo oddziela wykształcony pomiędzy Kopytkówką a zabudowaniami osady szuwar tatarakowy reprezentujący zespół *Acoretum calamii* Kobendza 1948, należący do związku *Phragmition* (szuwaru właściwe) z klasy *Phragmitetea*. Poza dominującym gatunkiem jakim jest tu tatarak zwyczajny *Acorus calamus*, znaczny udział ma również paproć *Thelypteris palustris* oraz bobrek trójlistkowy *Menyanthes trifoliata*. To wybitnie nitrofilne, florystycznie dość ubogie zbiorowisko rozwija się na ogół w sąsiedztwie osiedli ludzkich i występuje w płytkich eu- i mezotroficznych zbiornikach wód stojących lub płynących na mulistym podłożu mineralnym lub słabo zatorfionym (Matuszkiewicz 2011).

Charakterystyka litologiczna i paleobotaniczna badanych osadów

Celem prac geologicznych, poza udokumentowaniem miąższości i litologii osadów biogenicznych, była możliwość uzyskania materiału do charakterystyki geochemicznej i paleobotanicznej osadów stwierdzonych w badanym rdzeniu.

Profil Kp-1 cechuje się następującym układem warstw (rys. 2):

0–20 cm – utwór organiczny (torf trawiasto-turzycowy) z domieszką materii mineralnej w granicach od 11 do 30%, ze stopniowym spadkiem udziału węglanu wapnia z 3,1 do 1,6%;

20–70 cm – muł telmatyczny z dużym zróżnicowaniem udziału materii organicznej (od 11,5 do 78%) i wysokim wskaźnikiem zmienności udziału węglanu wapnia (CV=60%);

70–130 cm – muł limnetyczny ze średnim udziałem materii organicznej około 40% oraz najwyższym w całym profilu średnim udziałem węglanu wapnia – 5,1%;

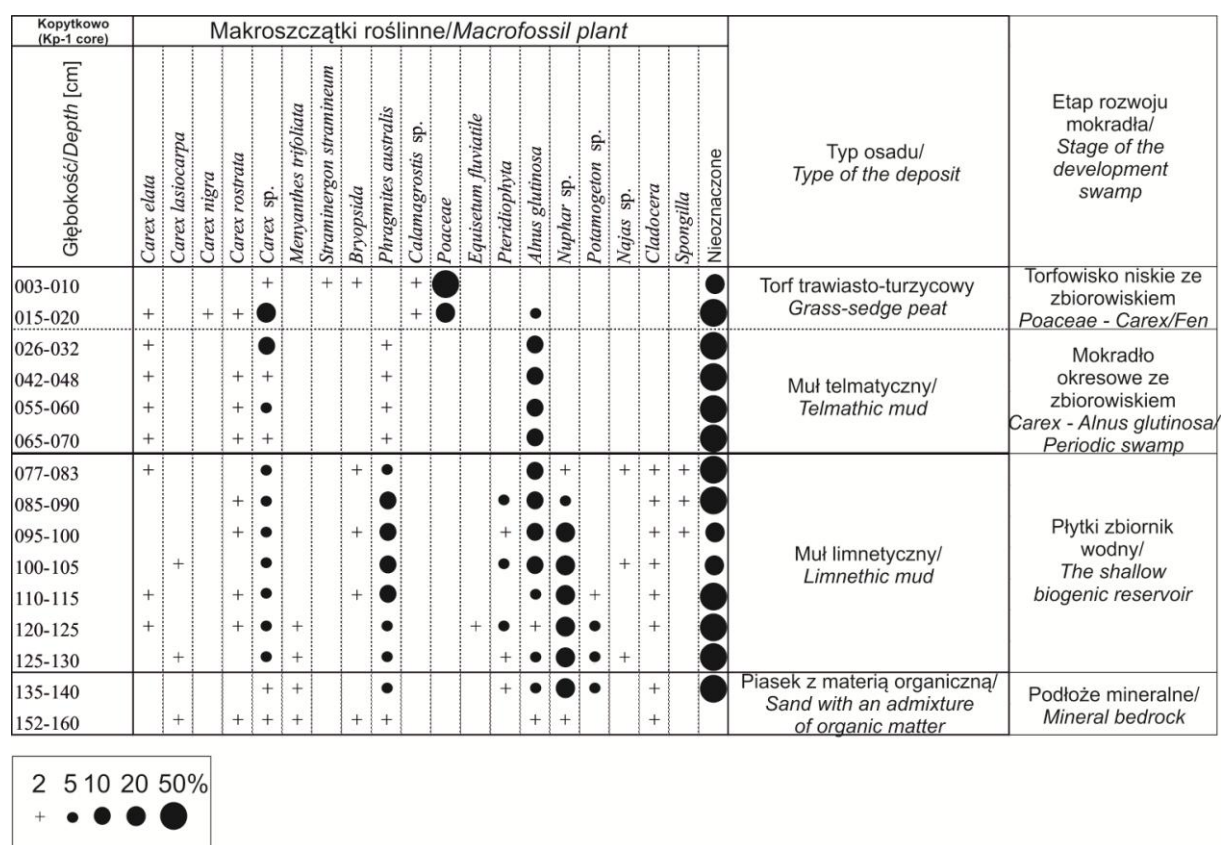
130–160 cm – piasek drobno i średnioziarnisty, fluwialny, z domieszką materii organicznej w granicach od 4 do 19% i stopniowym wzrostem udziału węglanu wapnia z 0,41 do 3,72%;

160–200 cm – piasek drobnoziarnisty, fluwialny, ze średnim udziałem materii organicznej 4,3% i udziałem węglanu wapnia nie przekraczającym 1%.

Udział analizowanych elementów geochemicznych, rejestrujących fazy rozwoju badanego ekosystemu, wykazuje duże zróżnicowanie, świadczące o wyraźnych zmianach typu i intensywności procesów wpływających na sedymentację poszczególnych serii osadów. Analiza makroszczątków roślinnych oraz wyniki składu chemicznego osadów badanego rdzenia pozwoliły na wyodrębnienie trzech etapów rozwoju ekosystemu bagiennego.

Etap I – zbiornik wodny (130–70 cm)

W płytkowodnym akwenu istniały sprzyjające warunki do występowania roślin wodnych (rys. 6). W warstwie mułu limnetycznego obok dużego udziału szczątków nieoznaczonych (od 35 do 75%) licznie zachowały się pozostałości hydrofitów: *Nuphar* sp., *Potamogeton* sp. oraz *Najas* sp. Również obecność gąbek *Spongilla* sp. dowodzi funkcjonowania zbiornika wodnego. W zgromadzonym osadzie zidentyfikowano szczątki *Phragmites australis* oraz m.in. *Carex*



Rys. 6. Skład botaniczny osadów w profilu Kopytkowo (rdzeń Kp-1)
Kopytkowo swamp. Botanical composition of deposits from Kp-1 core

elata i *Carex rostrata*. W bezpośrednim sąsiedztwie akwenu obecne były drzewa. Świadczą o tym fragmenty olszy *Alnus glutinosa*, coraz bardziej liczne w stropowej warstwie mułu. W początkowej fazie w składzie chemicznym osadu dominuje krzemionka terygeniczna SiO_{2ter} , jej udział często przekracza 75%, a nawet dochodzi do 90,8%. Pionowa zmienność zawartości materii organicznej wykazuje tu bardzo charakterystyczny trend, wzrastając od spągu serii mułu limnetycznego w kierunku środkowej części profilu (do 68,2%), a następnie zmniejszając (do 33,6%). Ponadto osad cechuje się lekko kwaśnym odczynem (pH od 6,35 do 6,68) oraz dwudzielnością pod względem udziału SiO_{2biog} . Zgodnie z klasyfikacją osadów Markowskiego (1980) opisywana seria cechuje się relacjami materii organicznej, materii mineralnej bezwęglanowej i $CaCO_3$ typowymi dla gytii drobnodetrytusowej oraz gytii ilastej.

Etap II – mokradło okresowe z rozwijającym się zbiorowiskiem leśno-szuwarowym *Carex – Alnus glutinosa* (70–20 cm)

Wyznacza go warstwa mułu telmatycznego z bardzo dużym wkładem silnie rozłożonych szczątków roślin. Udział nieoznaczonych kom-

ponentów roślinnych sięga nawet do 85% (rys. 6). To pozwala mówić o wypłycaeniu zbiornika wodnego. Brak stałego wypełnienia wodą i pionowe wahania poziomu wód gruntowych sprzyjały rozwojowi *Alnus glutinosa*. Wśród szczątków zwiększył się nieznacznie udział turzyc *Carex elata*, *Carex rostrata* przy jednoczesnym spadku obecności *Phragmites australis*. Osad mułowy cechuje się obojętnym odczynem (pH od 6,62 do 6,74), dość wysokim udziałem SiO_{2biog} (maksymalnie do 3,67%) oraz wyraźnym spadkiem udziału SiO_{2ter} z 86,3 do 25,3%. Średni udział $CaCO_3$ wynosi 3,3% (rys. 2) i charakteryzuje się wyraźnymi krótkookresowymi wahaniami tego składnika litogeochemicznego.

Etap III – torfowisko niskie i rozwój zbiorowiska trawiasto-turzycowego: *Poaceae – Carex* (20–0 cm)

W składzie fitocenoz oprócz turzyc: *Carex nigra*, *Carex elata*, *Carex rostrata* stwierdzono także obecność licznych szczątków traw (rys. 6), a wśród nich *Calamagrostis* sp. Zidentyfikowano bardzo rzadkie fragmenty mchów m.in. *Straminergon stramineum*. W stropie profilu obecność traw jest wyraźnie większa, co może świadczyć o zarysowującej się tendencji do

okresowego przesuszania siedliska. Odczyn osadu jest lekko kwaśny ($\text{pH} < 6,5$), wzrasta udział materii organicznej do 88,9% przy jednoczesnym wzroście udziału $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ do 4,1% i spadku CaCO_3 do 1,6%.

Na torfowisku w Kopytkowie początek sedymentacji osadów organiczno-mineralnych związany był z warunkami stałego zalewu przez wody rzeczne. Świadczy o tym wysoka popielność utworów wahająca się od 31 do 93%. Mimo, iż w strukturze materii mineralnej dominuje $\text{SiO}_{2\text{ter}}$ (średni udział 60,3%), to właśnie w serii mułu limnetycznego stwierdzono największą zawartość $\text{SiO}_{2\text{biog}}$, przekraczającą nawet 4%. Na głębokości od 135 do 112,5 cm zwiększone zawartości $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ korespondują z okresami zwiększonego udziału $\text{SiO}_{2\text{ter}}$ w osadzie. Zdaniem Woszczyka (2011) taka sytuacja może świadczyć o rozwoju okrzemek w czasie zwiększonego nasilania procesów denudacyjnych w zlewni i limitującej roli kwasu ortokrzemowego (H_4SiO_4). Z kolei na głębokości od 112,5 do 70 cm najwyższe zawartości $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ odpowiadają zwiększonemu udziału *Spongilla*. Igły gąbek obok okryw okrzemek, cyst złotowiciowców oraz fitolitów stanowią główny składnik $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ w osadach wodnych (Engstrom, Wright 1984). Dodatnia korelacja między $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ i MO w tej części profilu osadów odzwierciedla zmiany natężenia procesów biologicznych w dolinie rzecznej. Biologiczny rozkład masy roślinnej w środowisku akumulacyjnym był duży, ale i bardzo zmienny, gdyż udział silnie rozłożonych szczątków roślinnych dochodzi nawet do 75%. Spośród wszystkich oznaczonych szczątków roślinnych najwyższą zmiennością udziału cechuje się olsza czarna. Zdaniem Żurka (1993) sedymentacja osadów organicznych w obrębie mokradła ze zbiorowiskami leśnymi (olsami) zachodzi w warunkach krótkotrwałych zalewów i umiarkowanego podtopienia, często przy dopływie wody wyciekającej z płytko rozciętych warstw wodonośnych. Pionowa zmienność udziału CaCO_3 sugeruje jednak, że intensywność zasilania wodami podziemnymi zmieniała się w czasie. Oprócz wahań krótkookresowych, wyraźna tendencja wzrostowa CaCO_3 od spągu do głębokości około 90 cm świadczy o wzroście udziału wód podziemnych w zasilaniu zbiornika, zaś spadek zawartości (z 8,6 do 0,67%) tego składnika powyżej 90 cm jest wskaźnikiem zmniejszenia się udziału zasilania gruntowego.

Według Okruszko (1964) muły limnetyczne powstają w zbiornikach płytkich, przeważnie w starorzeczach lub na niektórych odsypach

korytowych, gdzie rozwija się roślinność wodna, która stopniowo wypełnia zbiornik. W okresie zimowym roślinność obumiera i gromadzi się w wodzie, gdzie wskutek silnego natlenienia środowiska sedymentacyjnego podlega intensywnej humifikacji. Ta zasobność w tlen spowodowana jest rozwojem, nowego megaplanktonu, wydzielającego duże ilości tego gazu. Ponadto nadmiar masy roślinnej powoduje, że nie wszystkie produkty rozkładu (kwasy humusowe) ulegają zneutralizowaniu przez sole mineralne pochodzące z wody, stąd lekko kwaśny odczyn osadów ($\text{pH} < 6,68$) w spągowej części profilu w Kopytkowie. Z porównania właściwości fizykochemicznych opisywanego mułu limnetycznego z osadami udokumentowanymi przez Okruszko (1969) w dolnym odcinku doliny Biebrzy wynika, że mineralizacja masy organicznej na stanowisku badawczym w Kopytkowie była mniej intensywna. Świadczy o tym, nieco większa miąższość mułu i stosunkowo duży, dochodzący do 39%, średni udział materii organicznej.

Zalegający na głębokości od 70 do 20 cm muł telmatyczny cechuje się większym stopniem zhumifikowania oraz nieco większym średnim udziałem części mineralnych, deponowanych w warunkach słabego przepływu albo stagnacji wód rzecznych. Osady tego typu powstają na terenach zalewanych, głównie przyrzecznych (Okruszko 1983). W przypadku stanowiska w Kopytkowie stopniowo wzrastająca produktywność biologiczna związana była z roślinnością bagienną, leśno-szuwarową z udziałem turzyc, trzciny pospolitej oraz olszy czarnej. Obecność $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ w opisywanych osadach można wiązać z rozwojem glonów w okresach wiosennych zalewów. Wówczas zasobna w tlen woda przepływowa sprzyjała intensywnemu rozkładowi obumarłej masy roślinnej. Dalszy rozkład i mineralizacja materii organicznej jest wynikiem stopniowego obniżenia się lustra wody. Zdaniem Okruszko (1969) spowodowane jest to także bujnym rozwojem roślinności podmokłej, która pobiera składniki mineralne powstające w procesie rozkładu. Produkty mineralizacji wchodzą w obieg materii między roślinami, glebą i atmosferą, a także wynoszone są w postaci roztworów wodnych. W rezultacie w tego typu ekosystemie intensywnie zachodzą dwa równoległe procesy, tj. bujny rozwój roślinności bagiennej i glonów oraz humifikacja i mineralizacja masy roślinnej. Zwiększoną węglanowość osadów, zwłaszcza w stropowej części serii mułu telmatycznego, można wytłumaczyć biologicznym odpapnieniem wody przez

roślinność. Wszystkie te procesy decydują o wielkości akumulacji osadów w obrębie mokradel.

W syntetycznych pracach przedstawiających warunki sedymentacji osadów mułowych w dolinach rzecznych często podkreśla się różnice fizykochemiczne między mułem limnetycznym a gytią oraz mułem telmatycznym a torfem (Okruszko 1964, 1969; Roj-Rojewski 2003). Ważną cechą diagnostyczną w tym przypadku jest popielność osadu. Przeważnie zawartość popiołu w mułach wynosi 30–80% (Okruszko 1969, 1976; Okruszko, Oświt 1969; Roj-Rojewski, Banaszuk 2004; Kalisz, Łachacz 2008), podczas gdy w torfach dolinnych na terenie Niziu Polskiego rzadko przekracza 25% (Kozakiewicz 1962; Maksimow 1965; Oświt i in. 1976; Żurek 1997; Pawłowski i in. 2014; Żurek, Okupny 2015).

Stropową część złoza (20–0 cm) w Kopytkowie stanowi torf trawiasto-turzycowy o średniej popielności 19,3% i odczynie lekko kwaśnym. Wśród szczątków roślinnych budujących osad dominują fragmenty traw i turzyc, przy stosunkowo niewielkim udziale roślin nieoznaczonych z powodu silnego stopnia rozkładu (30–40%). Sedymentacja tego typu torfu zachodziła w warunkach okresowego zalewu wodami powierzchniowymi, ale i w wyniku zasilania przez wody gruntowe wypływające w obrębie stoku (Żurek 1993). Udział wód gruntowych w podtapianiu innych części doliny Biebrzy został udokumentowany także przez Oświta (1968) oraz Okruszko i in. (2003).

Podsumowanie

W pracach Żurka (1975, 1990), opartych na badaniach torfowisk w dolinie Biebrzy, podkreślane są relacje pomiędzy rzeźbą terenu a sposobami zasilania torfowisk, w konsekwencji których powstają zróżnicowane osady biogeniczne. Wyróżnione zostały cztery silnie ze sobą sprzężone czynniki, które doprowadziły do obecnego stanu zabagnienia doliny Biebrzy. Są to: czynnik geomorfologiczny, hydroklimatyczny, biologiczny i antropogeniczny. Zgodnie z tą propozycją pierwszym czynnikiem w przypadku stanowiska w Kopytkowie było odcięcie fragmentu koryta Biebrzy i ukształtowanie osi zagłębienia, stopniowo wypełnianego przez osady mułowe i torfowe. Skutkiem nagłego zmniejszenia spadku doliny z 0,450‰ do 0,088 ‰ było obniżenie siły transportowej rzeki i wzrost akumulacji

osadów w badanym odcinku doliny. Takie warunki sprzyjają awulsji koryt rzecznych, część z nich zostaje wypełniona osadami powodziowymi, a w innych deponowane są osady biogeniczne (m.in. Nanson, Knighton 1996). Korzystne warunki wodne spowodowały zabagnienie całego odcinka rozległego basenu. Koryto Kopytkówki jest zapewne jednym z koryt Biebrzy, funkcjonującym przed okresem prac hydrotechnicznych w tym obszarze.

Kolejny czynnik, czyli warunki wodne mokradel uwarunkowane są litologią osadów budujących podłoże i obszar ich zlewni. Badania wykazały, że na terenie analizowanego stanowiska występują dwa charakterystyczne okresy hydrologiczno-hydrochemiczne. Pierwszy z nich związany jest z dominacją wód podziemnych, przetransformowanych hydrochemicznie na skutek płytkiej filtracji w masie organicznej. Występuje w okresie letnim i jesiennym, wody wykazują podwyższoną mineralizację, są pozbawione azotanów i siarczanów, a wzbogacone w wodorowęglany, zawierają względnie duże ilości rozpuszczonego węgla organicznego oraz agresywnego dwutlenku węgla. Drugi okres z dominacją wód zalewowych Kopytkówki występuje późną zimą i wiosną, a wody wykazują niską mineralizację, niewielkie ilości siarczanów oraz mniejsze wodorowęglanów i agresywnego dwutlenku węgla. Bliski dopływ i położenie w pobliżu stałych siedzib ludzkich sprawia, że wzrastają wtedy również stężenia mineralnych form azotu, z azotanami włącznie.

Przeplwowo-dopływowy charakter tej części doliny Biebrzy oraz fluwiogeniczno-soligeniczny typ zasilania badanego mokradła potwierdzają utwory zdeponowane w starorzeczu (wysoka popielność, silny stopień rozkładu oraz lekko kwaśny odczyn). Początkowo w zbiorniku przy dużym ruchu i natlenieniu wody zdeponowane zostały muły limnetyczne. Kolejna seria utworów, muły telmatyczne, odkładały się w warunkach dużych wahań poziomu wody i przy długotrwałym zalewie. Czynnik biologiczny na badanym stanowisku wiąże się zatem z wysokim trofizmem, bujnym rozwojem oraz rozkładem masy roślinnej. Czynnik antropogeniczny to działalność człowieka zarówno w obrębie samych mokradel, jak i na zboczach wysoczyzn. Wykonane w XIX i XX wieku melioracje doliny Biebrzy (Byczkowski, Kiciński 1991; Grygoruk in. 2011), głównie regulacja rzek, odwodnienie i osuszenie bagien spowodowały zahamowanie wzrostu złoza oraz zmurszenie i zagęszczenie wierzchnich warstw osadów.

W miejsce roślin o zdolnościach do tworzenia torfu pojawiają się gatunki nietorfotwórcze, m.in. trawy (m.in. *Calamagrostis canescens*, *Calamagrostis neglecta*, *Poa trivialis*). Ciągłe koszenie stymuluje utrzymywanie się otwartych zbiorowisk turzycowych, turzycowo-mszystych, jak i trawiasto-turzycowych.

O wyborze stanowiska pomiarowego strumieni gazów cieplarnianych zdecydowały głównie merytoryczne wymogi, metody kowariancji wirów oraz względy techniczno-organizacyjne. Najbliższe otoczenie stanowiska zapewnia względną homogeniczność obszaru źródłowego dla czujników turbulencyjnych oraz niezaburzony przepływ powietrza i pozwala na uzyskanie ciągłej serii danych, a w efekcie poznanie dobowej, sezonowej i rocznej wymiany gazów cieplarnianych między badanym ekosystemem a atmosferą. Przedstawione powyżej charakterystyki stanowią natomiast istotne dopełnienie informacji o środowiskowych uwarunkowaniach otrzymanych rezultatów.

Podziękowania

Praca wykonana w ramach projektu „Bilans absorpcji i emisji gazów cieplarnianych (metanu, dwutlenku węgla i pary wodnej) na obszarach bagiennych (studium Biebrzańskiego Parku Narodowego)” sfinansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/B/ST10/07550. Autorzy dziękują Dyrekcji Biebrzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie prowadzenia badań na terenie Parku oraz Państwu Krystynie i Adamowi Raczkowskiemu z gospodarstwa agroturystycznego „Dworek na końcu świata” za opiekę nad stanowiskiem pomiarowym.

Literatura

- Baldocchi D. 2014. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere – the state and future of the eddy covariance method. *Global Change Biology* 20, 12: 3600-3609.
- Banaszuk H. 2004. Geomorfologia Kotliny Biebrzańskiej. W: H. Banaszuk (red.) *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska*. Monografia przyrodnicza. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok: 44-98.
- Banaszuk H., Micun K. 2009. Kształtowanie i ewolucja dolin rzecznych w dużych obniżeniach wtopiskowych na obszarze Niziny Północno-podlaskiej. *Prace i Studia Geograficzne* 41: 25-36.
- Bartoszuk H. 2005. Zbiorowiska roślinne Biebrzańskiego Parku Narodowego. W: A. Dyrz, C. Werpachowski (red.) *Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego*. Biebrzański Park Narodowy, Osowiec-Twierdza: 133-148.
- Braun-Blanquet J. 1964. Pflanzensoziologie, Grundzüge der Vegetationskunde. Dritte Auflage, Springer Verlag, Wien-New York: 1-865.
- Byczkowski A., Kiciński T. 1991. Hydrologia i hydrografia dorzecza Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*. 372: 75-118.
- Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P. 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. W: T.F. Stocke, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (red.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: 465-570.
- Dembek W., Oświt J. 1992. Rozpoznawanie warunków hydrologicznego zasilania siedlisk mokradłowych. *Biblioteczka Wiadomości IMUZ* 79: 15-38.
- Dembek W., Piórkowski H., Rycharski M. 2000. Mokradła na tle regionalizacji fizycznogeograficznej Polski. *Biblioteczka Wiadomości IMUZ* 97: 1-131.
- Denman K.L., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox P.M., Dickinson R.E., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramachandran S., da Silva Dias P.L., Wofsy S.C., Zhang X. 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. W: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.D. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (red.) *Climate change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom: 501-588.
- Engstrom D.R., Wright Jr. H.E. 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. W: E.Y. Haworth, J.W.G., Lund (red.) *Lake sediments and environmental history*. Leicester Univ. Press, Leicester: 11-67.
- Fortuniak K., Pawlak W., Bednorz L., Grygoruk M., Forysiak J., Ziulkiewicz M., Fortuniak A., Okupny D. 2016. Stanowisko pomiarów turbulencyjnych strumieni gazów cieplarnianych w Kopytkowie (Biebrzański Park Narodowy).

- W: K. Fortuniak (red.) *Wybrane problemy pomiarów wymiany gazowej pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą na terenach bagiennych – doświadczenia trzyletnich pomiarów w Kopytkowie w Biebrzańskim Parku Narodowym*. Katedra Meteorologii i Klimatologii WNG UE: 19-31.
- Fortuniak K., Pawlak W., Bednorz L., Grygoruk M., Siedlecki M., Zieliński M. 2017. Methane and carbon dioxide fluxes on a temperate mire in Central Europe. *Agricultural and Forest Meteorology* 232: 306-318.
- Frolking S., Roulet N.T. 2007. Holocene radioactive forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology* 13: 1079-1088.
- Grygoruk M., Batelaan O., Okruszko T., Mirosław-Świątek D., Chormański J., Rycharski M. 2011. Groundwater model ling and hydrological system analysis of wetlands in the Middle Biebrza Basin. W: T. Okruszko, D. Mirosław-Świątek (red.) *Modelling of Hydrological Processes in the Narew Catchment*. Geoplanet: Earth and Planetary Sciences Springer Verlag, Berlin-Heidelberg: 89-109.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.
- Kalisz B., Łachacz A. 2008. Morfologia i systematyka gleb mułowych w dolinie Omulwi i Rozogi na Równinie Kurpiowskiej. *Roczniki Gleboznawcze* LIX,3-4: 89-96.
- Kiryłuk A. 2007. Zmiany siedlisk pobagiennych i fitocenoz w dolinie Supraśli. *Woda-Srodowisko-Obszary Wiejskie* 20: 1-146.
- Kozakiewicz A. 1962. Charakterystyka substancji organicznej gleb torfowych i torfów torfowisk dolinowych. *Roczniki Gleboznawcze* 11: 73-100.
- Kwiatkowski A. 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Informacyjny Torf* 4: 31-43.
- Laurila T., Aurela M., Tuovinen J.P. 2012. Eddy covariance measurements over wetlands. W: M. Aubinet, T. Vesala, D. Papale (red.) *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York: 345-364.
- Maksimow A. 1965. Torf i jego użytkowanie w rolnictwie. PWRiL, Warszawa: 1-396.
- Markowski S. 1980. Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznawania i klasyfikacji. Materiały Pokonferencyjne *Kreda jeziorna i gytie*, 2. PTPNoZ, Gorzów-Zielona Góra: 44-55.
- Matuszkiewicz W. 2011. Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. PWN, Warszawa: 1-537.
- Mirek Z., Piękoś-Mirkowa H., Zając A., Zając M. 2002. Vascular plants of Poland a checklist. Krytyczna lista roślin naczyniowych Polski. W: Z. Mirek (red.) *Różnorodność biologiczna Polski*. Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, Kraków, 1: 1-442.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. PWN, Warszawa: 1-208.
- Nanson G.C., Knighton A.D. 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 217-239.
- Nicolini G., Castaldi S., Fratini G., Valentini R. 2013. A literature overview of micrometeorological CH₄ and N₂O flux measurements in terrestrial ecosystems. *Atmospheric Environment* 81: 311-319.
- Okruszko H. 1964. Czynniki hydrologiczne jako podstawa podziału torfowisk. *Wiadomości IMUZ* 4,2: 147-164.
- Okruszko H. 1969. Powstawanie mułów i gleb mułowych. *Roczniki Gleboznawcze* XX,1: 25-49.
- Okruszko H. 1976. Zasady rozpoznawania i podziału gleb organicznych z punktu widzenia potrzeb melioracji. *Biblioteczka Wiadomości IMUZ* 52: 7-54.
- Okruszko H. 1983. Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji. *Wiadomości IMUZ* 14,1: 13-32.
- Okruszko H. 1988. Zasady podziału gleb hydrogenicznych na rodzaje oraz łączenia rodzajów w kompleksy. *Roczniki Gleboznawcze* XXXIX, 1: 127-152.
- Okruszko H., Oświt J. 1969. Gleby mułowe na tle warunków Doliny Dolnej Biebrzy. *Roczniki Gleboznawcze* XX,1: 51-66.
- Okruszko T., Wasilewicz M., Dembek W., Rycharski M., Matuszkiewicz A. 2003. Analiza zmian warunków wodnych, szaty roślinnej i gleb Bagna Ławski w dolinie Biebrzy. *Woda-Srodowisko-Obszary Wiejskie* 3,1: 107-128.
- Oświt J. 1968. Strefowy układ zbiorowisk roślinnych jako odzwierciedlenie stosunków wodnych w dolinie dolnej Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 83: 217-232.
- Oświt J. 1991. Roślinność i siedliska zabagnionych dolin rzecznych na tle warunków wodnych. *Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie*, 221: 1-229.
- Oświt J., Pacowski R., Żurek S. 1976. Characteristics of more important peat species in Poland. Proceedings of 5th International Peat Congress *Peatlands and their utilization in Poland*. Poznań-Warszawa, Poland: 316-320.
- Oświt J., Żurek S., Liwski S. 1980. Stosunki glebowe doliny Śliny na tle warunków wodnych. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 234: 159-194.
- Pawlak W., Fortuniak K., Siedlecki M., Zieliński M. 2016. Urban-Wetland contrast in turbulent ex-

- change of methane. *Atmospheric Environment* 145: 176-191.
- Pawłowski D., Okupny D., Włodarski W., Zieliński T. 2014. Spatial variability of selected physicochemical parameters within peat deposits in small valley mire: a geostatistical approach. *Geologos* 20,4: 269-288.
- Roj-Rojewski S. 2003. Właściwości chemiczne gleb mułowych wykształconych w dolinach zalewowych Narwi i Biebrzy. *Acta Agrophysica* 1,2: 287-293.
- Roj-Rojewski S., Banaszuk H. 2004. Typologia i sekwencja gleb mułowych i mad na tle mikrorzeźby tarasów zalewowych Narwi i Biebrzy. *Roczniki Gleboznawcze* LV,4: 115-127.
- Rydelek P. 2011. Geneza i skład części mineralnych wybranych złóż torfów niskich Wysoczyzny Lubartowskiej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 11,2: 135-149.
- Siedlecki M., Pawlak W., Fortuniak K., Zieliński M. 2016. Wetland evapotranspiration: Eddy Covariance Measurement in the Biebrza Valley, Poland. *Wetlands*, online-first: DOI 10.1007/s13157-016-0821-0.
- Stelmaszczuk M., Chormański J., Grygoruk M., Kardeł I., Okruszko T., Bartoszuł H. 2009. Groundwater chemistry variation in wetland vegetation habitats of the „Red Bog Strict Protected Area”. W: A. Łachacz (red.) *Wetlands - their functions and protection*. Olsztyn: 157-172.
- Ścibor K., Rydelek P., Stępień M. 2015. Wpływ wybranych torfowisk na kształtowanie składu chemicznego płytkich wód podziemnych Drawieńskiego Parku Narodowego. *Przegląd Geologiczny* 63,10/2: 1099-1104.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 1-508.
- Tobolski K. 2004. Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 5: 119-126.
- Tołpa S., Jasnowski M., Pałczyński A. 1967. System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 76: 9-100.
- Wassen M., Barendregt A., Pałczyński A., de Smidt J.T., de Mars H. 1990. The relationship between fen vegetation gradients, groundwater flow and flooding in an undrained valley mire at Biebrza, Poland. *Journal of Ecology* 78: 1106-1122.
- Wassen M., Barendregt A., Pałczyński A., de Smidt J.T., de Mars H. 1992. Hydro-ecological analysis of the Biebrza mire (Poland). *Wetlands Ecology and Management* 2,3: 119-134.
- Witczak S., Kania J., Kmiecik E. 2013. Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ, Warszawa: 1-717.
- Woszczyk M. 2011. Paleolimnologiczna interpretacja krzemionki biogenicznej – dyskusja na przykładzie wybranych jezior Nizżu Polskiego. *Badania Fizjograficzne, Seria A. Geografia Fizyczna* 62: 165-179.
- Woszczyk M., Szczepaniak M. 2008. Reevaluation of the Scheibler method and its usefulness in the analysis of carbonate content in lake sediments. W: E. Bajkiewicz-Grabowska, D. Borowiak (red.) *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, Vol. 2. Department of Limnology, University of Gdańsk, Polish Limnological Society, Gdańsk: 223-226.
- Ziułkiewicz M., Fortuniak A. 2016. Hydrochemical zoning of valley peatlands as a result of water supply conditions: examples from Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42,1: 39-56.
- Ziułkiewicz M., Fortuniak A. 2016. Hydrochemical zoning of valley peatlands as a result of water supply conditions: examples from Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42,1: 39-56.
- Ziułkiewicz M., Fortuniak A., Fortuniak K., Okupny D., Kloss M., Forsyśiak J. 2014. Selected environmental characteristics of the greenhouse gases measurement site at wetland of the Biebrza National Park, Poland. *Proceedings of the Fourth International Field Symposium West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present*. Novosibirsk, August 4-17, 2014: 152-154.
- Żurek S. 1975. Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN*, 110: 1-107.
- Żurek S. 1983. Charakterystyka geomorfologiczna basenu środkowej Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 255: 13-31.
- Żurek S. 1990. Związek procesu zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski. *Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie* 220: 1-174.
- Żurek S. 1991. Geomorfologia Pradoliny Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 372: 29-62.
- Żurek S. 1993. Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. *Przegląd Geograficzny* 64: 75-95.
- Żurek S. 1997. Torfowiska. W: R. Zielony (red.) *Lasy Puszczy Kozienickiej. Monografia przyrodniczo-leśna*. Wyd. SGGW, Warszawa: 79-86.
- Żurek S. 2005. Rzeźba i budowa geologiczna doliny Biebrzy. W: A. Dyrz, C. Werpachowski (red.) *Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego*. Biebrzański Park Narodowy, Osowiec-Twierdza: 19-32.

Żurek S., Okupny D. 2015. Torfowiska regionu łódzkiego. *Studia Limnologica et Telmatologica* 9,2: 59-69.

Żurek S., Tomaszewicz H. 1996. Badanie bagien. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.) *Przewodnik do terenowych ćwiczeń z hydrografii*. PWN, Warszawa: 190-210.

Summary

The article presents the results of geological, hydrochemical, and palaeobotanical studies of the Kopytkowo swamp, located in the Middle Biebrza Basin. The Kopytówka flows through the studied swamp – it is a left tributary of the Biebrza. The aim of the work was to characterise the features of the natural environment in the vicinity of a measure point for streams of greenhouse gases in Kopytkowo. The location of the measure point was established on factual premises, that is: representativeness of the area of measurements, the requirements for the source area for turbulence sensors, as well as technical concerns. Constant evaluation of the streams of greenhouse gases (CO₂, CH₄, H₂O) has been conducted at the Kopytkowo site since 2013. The aims achieved as part of the study include: a description of the morphological location and the rudimentary physicochemical properties of the biogenic formations in the area, a hydrological and hydrochemical survey, as well as a review of the vegetation cover. The basin of the studied swamp developed as a result of a cut-off from a river channel and a subsequent flooding of a part of the Biebrza basin. The deposit of

biogenic sediments is composed primarily of limnetic and telematic silts, which suggests that sedimentation took place in highly oxygenated conditions with the presence of inundation. The sedimentation in the roof part of the deposit progressed under the conditions of periodic floods of surface waters but also as a result of an intensive supply of ground water with the outflow point located in the slope of the valley. The main components of the studied sediments are terygenic silica, organic matter and biogenic silica. The identification of these components has enabled a formulation of conclusions about the environmental transformations that occurred in the Kopytówka river valley. The hydrochemical studies were conducted at three locations along the transect between the research station and the rural buildings of Kopytkowo. The ground water was captured by piezometers at the depth of 0.3 m, and 1.3–1.5 m. The waters of the studied range show a strong genetic connection to ground water and a limited connection to rainwater; seasonal changes of the ion composition may be observed and traced back to increased supply from precipitation and thawing, including the river water of the Kopytówka. The plant communities that dominate the vicinity of the Kopytkowo site include: high sedges and reed which represent the assemblages of *Caricetum rostratae* and *Thelypteridi-Phragmitetum*. Both the technical and environmental conditions confirm the validity of the choice of the Kopytkowo site for the study of the streams of greenhouse gases.

GENEZA JEZIOR I TORFOWISK DORZECZA PRYPECI W ŚWIETLE POLSKICH BADAŃ OKRESU MIĘDZYWOJENNEGO

The genesis of lakes and mires situated in the Prypeć River basin in light of the Polish research dating from the interwar era

ŚŁAWOMIR ŻUREK*

Zarys treści. Badania torfowisk i jezior (kopalnych i współczesnych) prowadzone były na całym obszarze Polesia w ramach Biura Melioracji Polesia. Prace badawcze wykonane zostały przez grupę florystyczno-torfową kierowaną przez prof. Stanisława Kulczyńskiego z Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie. Mapa torfowisk Polesia opracowana została dla powierzchni 12 514 km², na której wykonano 2833 wierceń i 4357 opisów florystycznych. Zebrane materiały ukazują stratyografię, wiek, roślinność, hydrologię i podział poleskich torfowisk, zgodnie z ich naturalnymi typami i rodzajami. Wymienione wyżej studia znalazły się w klasycznej 2-tomowej monografii Stanisława Kulczyńskiego „Torfowiska Polesia” publikowanej w 1939/1940 r. oraz w jej angielskiej wersji z 1949 r. Geneza jezior była przedmiotem badań geografów, głównie grupy warszawskiej, kierowanej przez prof. Stanisława Lencewicza z Uniwersytetu Józefa Piłsudskiego.

Słowa kluczowe: Polesie, badania torfowisk, geneza i hydrologia torfowisk, jeziora

Abstract. A study of mires and lakes (fossil and contemporary) was conducted in the whole Polesie area, within a framework of the Polish Government Bureau for Land Reclamation in Polesie. The research lasted for five and a half years and was operated by a peat-floristic group directed by professor Stanisław Kulczyński from the Jan Kazimierz University in Lvov. Map of the Polesie mires was drafted for 12 514 km², 2833 drillings were made, 4357 floristic survey were taken. The documents presents the stratigraphic of mires, their age, vegetation, hydrology and division of mires according to the natural types and genus. The above mentioned study resulted in a monograph of S. Kulczyński “Peat bogs of Polesie” published in Polish in 1939/1940 and in English in 1949. Genesis of lakes was also examined by geographers lead by prof. S. Lencewicz from the Józef Piłsudski University in Warsaw.

Key words: Polesie, peatland studies, origin and hydrology of peatland, lakes

Wprowadzenie

Polesie, kraina najrozleglejszych bagien Europy, długo przed I wojną światową przyciągała uwagę badaczy. Podkreślano jej trójkątny kształt zwrócony wierzchołkiem na zachód (Brześć Litewski), a podstawą oparty o Dniepr (Nałkowski 1887). Od północy Polesie ograniczone jest Wysoczynami Mińskimi, od południa grzędą Wołyńską. Pierwszą regionalną charakterystykę Polesia zawdzięczamy Rehmanowi (1886, 1904), który omówił problem zabagnień i szatę roślinną. Szczegółowiej florę i formacjami roślinnymi Polesia zajął się Paczowski (1900). Również Rosjanie, począwszy od Dokučajewa (1875, przedruk 1949) i Tanfil'eva (1895, przedruk 1953) pisali o jego

baginach i torfowiskach. Zwłaszcza Dokučajew, wybitny gleboznawca, analizując materiały poleskiej ekspedycji gen. Żylińskiego (1873-1874), stwierdził, że plany osuszenia bez danych geologicznych i meteorologicznych nie spełnią oczekiwań. Badania takie przeprowadzone zostały dopiero w latach 20-tych i 30-tych XX w. na obszarze polskiej części Polesia. Po odzyskaniu niepodległości w 1919 r. powstał Polski Instytut Torfowy, który w krótkim okresie swej działalności (do 1921 r.) zarejestrował złoża torfu na obszarze około 60 tys. ha. Prace te kontynuował Wydział Torfowy Państwowego Instytutu Geologicznego pod kierunkiem M. Ptaszyckiego, który w latach 1921–1926 zorganizował 6 ekspedycji na Polesie. Posługując się arkuszami

* Emerytowany Profesor Instytutu Geografii Uniwersytetu im. J. Kochanowskiego w Kielcach, ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa

map 1:100 000 badano miąższości torfu, ustalając, że w tym regionie występuje co najmniej 750 tys. ha torfowisk (Ptaszycki 1927). Rozmieszczenie torfów na Polesiu na podstawie istniejących już źródeł pokazuje „Mapa bogactw kopalnych Rzeczypospolitej Polskiej” 1:750 000 (Czarnocki 1931).

Badania torfowisk w ramach Biura Melioracji Polesia

Badania prowadzone w ramach Biura Melioracji Polesia pod kierunkiem prof. Stanisława Kulczyńskiego z Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie, miały znacznie poważniejszy zakres i rangę naukową. Biuro powstało w lutym 1928 r. przy Ministerstwie Robót Publicznych i kierowane było przez inż. Józefa Próchnika, który zwrócił się do czołowych ośrodków akademickich w kraju, głównie uniwersyteckich, o przygotowanie naukowych podstaw melioracji Polesia (Żurek 1982). Utworzono szereg grup badawczych: geologiczną (M. Limanowski, S. Pawłowski, S. Lencewicz, S. Wołosowicz), torfowo-florystyczną (S. Kulczyński), ekologiczną (D. Szymkiewicz), gleboznawczą (T. Mieczyski) i hydrologiczną (R. Rosłowski). Badania polowe prowadzone na torfowiskach Polesia, w których obok Stanisława Kulczyńskiego brali udział m.in. Stanisław Tołpa, Włodzimierz Tymrakiewicz, Irena Dąbkowska i Rudolf Wilczek, trwały przez 5 i pół roku, w ich wyniku scharakteryzowano 12 514 km² torfowisk, wykonując 2835 wierceń i 4357 zdjęć florystycznych. Powierzchnia torfowisk Polesia równa się więc całkowitemu zatorfieniu Polski współczesnej (Żurek 1987). Już w sierpniu i wrześniu 1928 roku dyrektor Biura, prof. D. Szymkiewicz, prof. S. Kulczyński i prof. J. Łopuszański objechali szereg naukowych stacji zajmujących się stacjonarnymi badaniami torfowisk w Estonii, Finlandii i Szwecji (Próchnik 1929). Jak pisze Kulczyński (1939) zetknięcie się ze świetną szkołą szwedzkich badaczy torfowisk w osobach R. Sernandera, L. von Posta, E.D. Rietza, H. Oswalda i C. Malmströma pozwoliło mu rozwiązać problem wysokich torfowisk Polesia na podstawie wyników badań Skandynawów.

Od 1929 roku zaczęła wychodzić nowa seria wydawnicza „Prace Biura Melioracji Polesia”. Przez kilka lat corocznie ukazywało się kilka zeszytów. W 1930 roku, jako z. 2 t. I, ukazała się praca Kulczyńskiego „Stratygrafia torfowisk Polesia”, w której podsumował badania swej grupy z 1928 roku na 38 torfowiskach. Do publikacji

dołączył aneks ze składem botanicznym, udokumentowanym w 84 wierceniach, wraz z wynikami analiz pyłkowych. Interpretację wiekową w każdym profilu, wykonanym przez swych współpracowników, opracował sam Kulczyński. Na wstępie omówił podział utworów na torfowiskach, rozpoczynając od gytii rzecznych (bez planktonu) i gytii jeziornych (z *Pediastrum*). W tych ostatnich zwrócił uwagę na kredy jeziorne. W torfowiskach potwierdził występowanie niskich torfów olszynowych, szuwarowych, turzycowych, turzycowo-mszystych, mszystych oraz torfów wysokich i przejściowych. Wyróżnił też sukcesje roślinne w obrębie torfów niskich oraz omówił zmiany klimatyczne w czasie tworzenia się torfów okresu subborealnego. Zauważył również, że pojawianie się torfu wysokiego na niskim wywołane jest często przez pożary torfowisk. W stratygrafii torfowisk odkrył dwa poziomy pyłkowe: górny bogaty w ślady drzew liściastych i dolny horyzont sosnowo-brzozowy. Poziom lasu mieszanego podzielił na część starszą bogatszą w leszczynę, lipę, wiąz i młodszą ze świerkiem. Kulczyński paralelizował las mieszany z optimum klimatycznym, a więc litoriną, a przyjmując podział Blytta-Sernandera z okresem atlantyckim, subborealnym i subatlantyckim. Horyzont sosnowo-brzozowy odpowiada okresowi borealnemu i preborealnemu, ewentualnie i arktycznemu. Jedynie w dwóch profilach opracowanych przez S. Tołpę, w Jaglewiczach i jeziorze Świętym, pod lasem sosnowo-brzozowym pojawia się bogaty las mieszany z jodłą, który Kulczyński nazywa interglacjalnym, a który okazał się lasem z późnego glaciału (Wasylikowa 1964). W tych wstępnych przecież badaniach Kulczyński uchwycił zależność wieku torfowisk od rzeźby terenu. Zatorfienie i zabagnienie doliny Prypeci i jej dopływów odznacza się wiekiem młodoholoceniowym, a zatorfienia przywododziałowe sięgają okresu staroholoceniowego. Rzeźba wyraźnie koreluje z typem zatorfienia. Zatorfienia rzeczne wiążą się z torfami olszynowymi i szuwarowymi, turzycowo-mszyste i wysokie z torfowiskami pojeziorowymi. W starszym holocenie dokonało się wcięcie erozyjne Prypeci i stare jeziora dostały się w strefę wododziałową. Od okresu atlantyckiego zaczęła się akumulacja gytii rzecznych i zatorfienie szerokich dolin rzecznych niskimi torfami. W tych warunkach procesy zatorfienia jezior na wododziałach są niezależne od wahań stanu wód rzecznych Prypeci i jej dopływów.

W latach 1929–1931 grupa florystyczno-torfowa pracowała w północnej i południowej części Polesia. Efektem były publikacje dotyczące kra-

sowych torfowisk koło Różana (Tołpa 1932a), torfowiska wyżynnego Mak koło Antonówki (Tołpa 1932b), niskich i wyżynnych torfowisk koło Sarn, w rejonie torfowej stacji doświadczalnej (Tołpa 1933). Na stacji prowadzono szczegółowe badania ekologiczne, głównie mikroklimatyczne (Szymkiewicz 1931). Tołpa w 1930 roku badał na południowej krawędzi Polesia torfowiska w rejonie jeziora Świtaż (Tołpa 1935), a Tymrakiewicz (1935) 24 torfowiska i jeziora krasowe na południowym Polesiu i północnym Wołyniu. Na jeziorze krasowym Moch II koło Różana Tołpa udokumentował w gytiach i torfach podgytowych ciepłe wahnięcie klimatu przed ancylusem, które to materiały później reinterpretowała Wasylikiowa (1964) i wiek tych osadów związała ze starszym dryasem, allerödem i młodszym dryasem. Torf wysoki w profilach przykryty był torfami przejściowymi i niskimi, co autor tłumaczył procesami krasowymi i zapadaniem się podłoża torfowisk. Torfowisko wysokie Mak, wypiętrzone na 75 cm, zbudowane z torfowcowego, silnie rozłożonego torfu (do 2,0 m), podścielone jest torfem niskim, gytią i łem do głębokości maksymalnie 4,5 m. Wiek dolnej części gytii odpowiada ancylusowi, wyższe warstwy litorinie. Płytszy, bo 1,5-metrowy profil z tego torfowiska badany był palinologicznie przez Trełę (1930), a jego wiek wiąże się z okresem subborealnym i subatlantyckim. W okolicy Sarn (Tołpa 1933) przekrój stratygraficzny biegnie przez duże torfowisko niskie Czemerne i dwie strefy wododziałowe po jego lewej i prawej stronie, gdzie w zagłębieniach między wydrami, na wypukłej powierzchni wód gruntowych (potwierdzone pomiarami niwelacyjnymi) leży 10 torfowisk wysokich. Tam, gdzie dno zagłębienia znajdowało się powyżej poziomu wód gruntowych, zabagnienie nie tworzyło się. Miąższość niskiego torfowiska w dolinie rzeczki Czemernej (dopływ Słuczy) sięgała 5,5 m, a wiek dolnej części silnie rozłożonego torfu wchodził w ancylus. Profile brzeżne torfowisk wysokich sięgające do 4,75 m tworzyły się w tym samym okresie co torfowisko niskie, czyli w ancylusie i litorynie. Akumulacja torfu wysokiego w tych profilach rozpoczęła się dopiero w okresie litoryny. Starsze ancylusowe osady wysokich torfowisk to gytie i torfy turzycowo-mszyste. Badania Tołpy (1935) nad brzegami jezior południowo-zachodniego Polesia wykazały, że w zatorfionych dolinach odpływowych akumulują się torfy niskie (jezioro Płotycz, Staw, Sumin), a na wododziałach, między wydrami – torfy wysokie (jezioro Piaseczno, Ostrowskie, pod Brunetówką). O rodzaju torfów

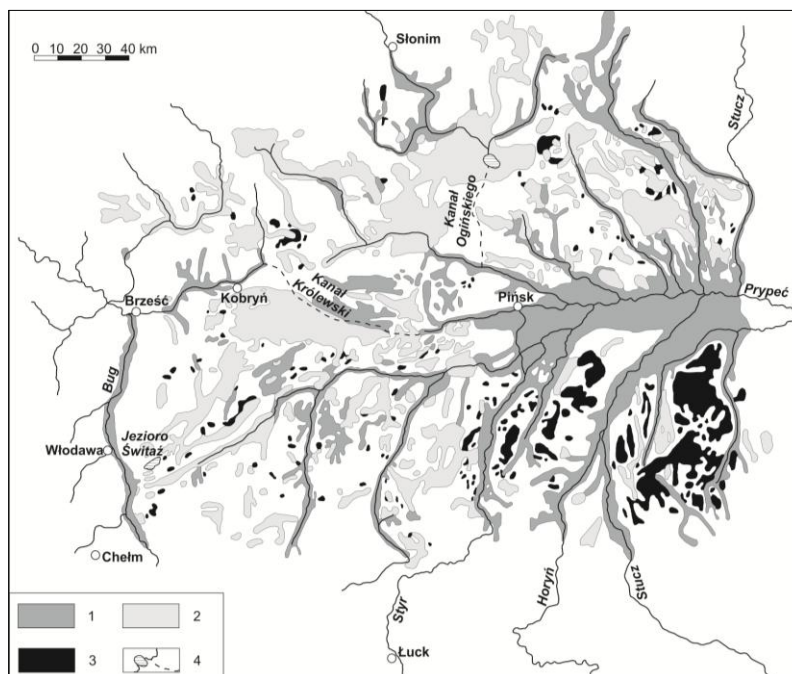
decyduje ich chronologia. Nawet mały przepływ powoduje zabagnienie o charakterze eutroficznym, a nieruchomość wód międzyrzecza – rozwój zabagnień ombrogenicznych. Torfowiska niskie w jeziorze Płotycz pod Szackiem oraz wysokie w strefie brzegowej jeziora Ostrowskiego sięgają późnego glacjału (starszy dryas, alleröd i młodszy dryas według Wasylikiowej 1964). Obecność kredy w jeziorach południowego Polesia spowodowała, że Tołpa (1935) wyraził pogląd o aktywnych procesach krasowych i typach torfu akumulowanego w warunkach zapadania podłoża. Tymrakiewicz (1935) opisał sukcesje torfowe na wapiennych i detrytusowych gytiach jeziornych. Były to, położone głównie w lejach krasowych, mechowiskowe serie eutroficzne oraz serie torfowisk przejściowych i wysokich. Szereg torfów mszystych leżących pod gytią, jest według tego autora dowodem na zjawisko zapadania się podłoża, wskutek działania procesów krasowych. Analizy pyłkowe wykonane w każdym wierceniu pozwoliły wyróżnić od dołu: I – starszy poziom lasu mieszanego, II – poziom sosnowo-brzozowy, III – poziom młodszego lasu mieszanego, IV – poziom lasu mieszanego z grabem, bukiem i jodłą. Najstarszy poziom gytiowy, dolna część poziomu sosnowo-brzozowego została później reinterpretowana przez Wasylikiową (1964) i zaliczona do starszego dryasu, allerödu i młodszego dryasu (jezioro Broniec, Klimowskie, Dimeno, Mszano, Gniłe i Słucz).

Na Polesiu północnym w latach 1930–1931 badania prowadziła Irena Dąbkowska z Zakładu Systematyki i Geografii Roślin Uniwersytetu Warszawskiego. Opracowała torfowiska dolinne Łani z 17 analizami pyłkowymi (Dąbkowska 1932) oraz jeziorne i dolinne torfowiska źródeł Szczary (Dąbkowska 1934). Jezioro Kołdyczewskie, z którego wypływa Szczara otoczone jest torfowiskiem o miąższości 9,2 m (wiercenie I) i 6,5 m (w III). W wierceniu III od 4,75 m do spągu zalegają gytie późnoglacialne, powiązane przez Wasylikiową (1964) z młodszym dryasem, allerödem i starszym dryasem.

Swoją fascynację przyrodą Polesia Stanisław Tołpa w 1936 roku przelał na papier, pisząc o wędrówkach w trakcie 4-letnich badań torfowisk. W każdym z rozdziałów zajął się innym obszarem: od krasowych jezior i torfowisk w rejonie Włodawy, poprzez bagno Dziki Nikor w Puszczy Białowieskiej do rozległych i prawie nieprzebranych bagien w rejonie Horynia, Lwy i Stwigi w południowo-wschodniej części Polesia, typowanych przez Szafera (1933) na Poleski Park Natury.

Po zakończeniu badań terenowych Kulczyński (1933) wykreślił wstępną mapę torfowisk Polesia w podziale na 3 typy: niskie, przejściowe i wysokie (wyzynne). Uproszczoną mapę z torfowiskami niskimi i wysokimi przedstawił również Tołpa (1936) we wspomnianej publikacji o Polesiu (rys. 1). Stanisław Kulczyński następnymi kilka lat poświęcił na opracowanie biologii, klasyfikacji i genezie, geologicznemu rozwojowi oraz hydrologii torfowisk. Wszystkie zagadnienia dotyczące torfowisk wysokich i przejściowych opublikował w pierwszym tomie monumentalnego dzieła „Torfowiska Polesia” (Kulczyński 1939), a torfowisk niskich w tomie drugim (1940). Po wojnie Kulczyński (1949) opublikował swoje dzieło w języku angielskim, które cytowane jest m.in. we współczesnym angielskim podręczniku dotyczącym badań torfowisk, obejmującym przekrój literatury światowej (Chairman 2002). Z publikacji Kulczyńskiego wynika, że o rodzaju torfowisk decyduje ruch wody. Torfowiska, które mają przepływ zawsze przybierają formę torfowisk niskich, a te w których woda jest nieruchoma, mają charakter torfowisk wysokich. Przemiana torfowiska niskiego w wysokie zachodzi tylko w wyniku zaniku przepływu. Ruch wody jest czynnikiem ważniejszym niż żyzność podłoża. Torfowiska niskie zajmują zawsze położenia niższe i zalegają w dnach

dolin lub na stokach, na których istnieje przepływ wody. Torfowiska wysokie zalegają na międzyrzeczach i wododziałach, od najwyższego do najniższego rzędu, jak np. torfowisko Augstumale na międzyrzeczu objętym ramionami rzecznyymi w delcie Niemna (Weber 1902). Jak wykazały badania Tołpy, prowadzone koło Sarn, w torfowiskach wysokich poziom wód gruntowych waha się w pionie i zależy jedynie od opadów oraz parowania. Torfowiska niskie posiadają zawsze spadek zgodny z biegiem cieku lub rzeki. Na przepuszczalnym międzyrzeczu wody gruntowe torfowisk wysokich tworzą regularną linię wypukłą, a zagłębienia, których dno leży wyżej, nie ulegają zabagnieniu. Na jeziorach przepływowych tworzą się torfowiska niskie, a jeziora bezodpływowe zarastają torfowiskami przejściowymi i wysokimi. Akumulacja torfu na torfowiskach niskich zachodzi na skutek spiętrzania zwierciadła wód torfowych przez roślinność torfowiska i trwa do całkowitego wypełnienia zagłębienia. Proces narastania torfu może nastąpić przy udziale jednego zbiorowiska roślinnego, np. turzycowo-mszystego lub turzycowego. Zmiana torfowiska niskiego w przejściowe dokonuje się na skutek zaniku przepływu, np. poprzez kaptaż górnej części dorzecza. Torfowisko niskie przechodzi wówczas z osi doliny na wyższą terasę lub w strefę wododziału.



Rys. 1. Polesie. Mapa typów torfowych (Tołpa 1936, nieco zmienione)

1 – mady rzeczne, 2 – torfowiska nizinne, 3 – nieużytki torfowe (torfowiska wyzyczne),
4 – wody powierzchniowe (objaśnienia wg oryginału)

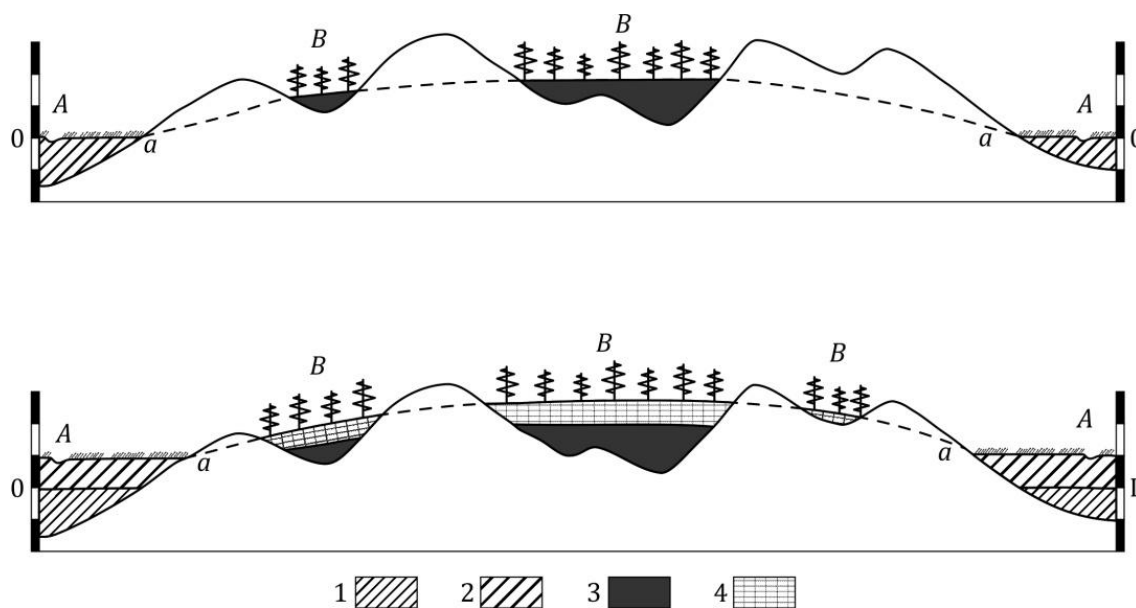
Polesie. Map of peat types (Tołpa 1936, changed)

1 – silt, 2 – fens, 3 – raised bogs, 4 – flood waters

Wśród torfowisk wysokich Polesia dominują torfowiska kontynentalne o płaskiej powierzchni, zalesione sosną. Znacznie rzadziej występują torfowiska wysokie bałtyckie o bezleśnej kopule z kępami *Sph. fuscum* w centrum i *Sph. medium* na pobrzeżach zalesionych sosną, np. torfowisko Moch, Zielony Bagon, Podmosze, Babimoch, Moroczno. Wzrost torfowisk bałtyckich odbywa się drogą regeneracji soczewkowej (według Serndera i Posta – por. Kulczyński 1939), a mechanizm ich rozwoju polega na zamianie powierzchni zakępionej *Sph. fuscum* na powierzchnię płaską dolinkowego *Sph. cuspidatum* w miarę wznoszenia się poziomu wody gruntowej. W torfowisku tego typu warstwy torfu kępowego przeplatają się z warstwami torfu dolinkowego. Bardzo interesujący jest wywód Kulczyńskiego przeprowadzony na podstawie licznych analiz pyłkowych, z którego wynika, że okres subborealny nie był suchy, można mówić raczej o jego nieznacznym ochłodzeniu oraz zwilgotnieniu (wzrost udziału świerka). Torfowiska wysokie kontynentalne narastają na skutek akumulacji torfu i podnoszenia się poziomu wód w torfowiskach niskich w otaczających dolinach. Spiętrza-

nie wód gruntowych na międzyrzeczach powoduje akumulację torfu wysokiego (rys. 2).

Kulczyński rozpoczynając prace na Polesiu nie miał teorii pozwalającej na dokonanie klasyfikacji torfowisk przejściowych i niskich (oprócz teorii Webera złądowania swobodnej powierzchni wodnej). Wśród torfowisk niskich wyróżnił olchowe, brzożowe, olchowo-brzożowe, łozowe i wierzbowo-brzożowe, a wśród bezleśnych szuwarowe i mechowiskowe (darniowe). Przy podziale torfowisk na rodzaje posłużył się metodą analizy różniczkowej Czekanowskiego, która pozwoliła ustalić gatunki charakterystyczne dla torfowisk wysokich, przejściowych i niskich. Opisując niskie torfowiska leśne, stwierdził, że zespół olchowy posiada znikome możliwości torfotwórcze (Kulczyński 1940). Przypisywał mu raczej rolę rozkładczą. Twierdził, że rzekome torfy olchowe są torfami szuwarowymi, wtórnie nasyconymi drewnem. Zaproponował podział torfowisk dolin rzecznych na torfowiska zalewane szuwarowe immersyjne (*Magnocariceta*) i torfowiska turzycowo-mszyste emersyjne (*Parvocariceta*), odżywiane jedynie wodami gruntowymi (rys. 3).

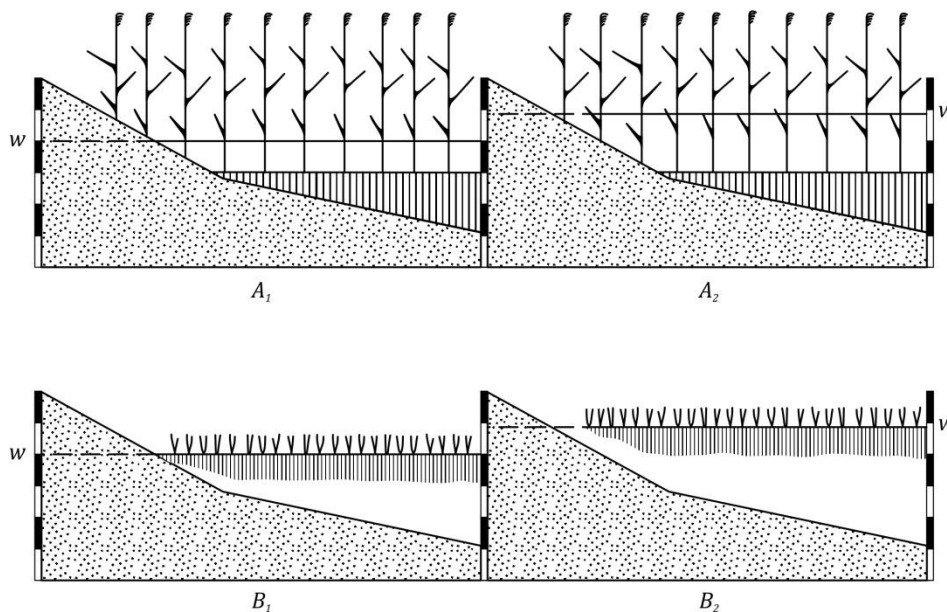


Rys. 2. Hydrologiczny mechanizm przyrostu torfowisk wysokich

schemat ilustruje przyrost kontynentalnych torfowisk wysokich pod wpływem procesów zatorfienia w dolinach; A – torfowiska niskie, położone w dolinach, B – torfowiska wysokie w międzyrzeczach; 1 – torf niski, 2 – świeży przyrost torfu niskiego, 3 – torf wysoki, 4 – świeży przyrost torfu wysokiego, a-----a zwierciadło wody gruntowej w międzyrzeczu (Kulczyński 1939)

Hydrological mechanism of the growth of continental bogs

the diagram describes the growth of continental raised bogs through the accumulation of peat in valleys; A – fen peatlands in valleys, B – raised bogs in interfluviums; 1 – fen peat, 2 – fresh increase in fen peat, 3 – raised bog peat, 4 – fresh increase in raised bog peat, a-----a watertable of groundwater in the interfluvium (Kulczyński 1939)



Rys. 3. Schemat zespołu immersyjnego i emersyjnego oraz zachowanie się tych zespołów pod wpływem wahań poziomu wody

A₁ – zespół immersyjny przy niskim stanie wody, A₂ – zespół immersyjny przy wysokim stanie wody, B₁ – zespół emersyjny przy niskim stanie wody, B₂ – zespół emersyjny przy wysokim stanie wody, w – poziom wody (Kulczyński 1940)

Diagram of the immersive and emersive complex and their behaviour in response to fluctuations in the water level

A₁ – immersive complex at low water level and A₂ – immersive complex at high water level, B₁ – emersive complex at low water level and B₂ – emersive complex at high water level, w – the water level (Kulczyński 1940)

Swe wielkie dzieło Kulczyński zamknął rozdziałem o systemie hydrologicznym Polesia (wody gruntowe nieruchome na wododziałach, ruchliwe wody gruntowe i ruchliwe wody powierzchniowe rzek) oraz rozdziałem o zabagnieniu tego regionu (stosunek do dolin glacialnych i główne kierunki zatorfień). W zakończeniu opisał mapę torfowisk Polesia w skali 1:100 000, z której wynikało, że torfowiska niskie zajmują powierzchnię 9048 km², przejściowe 2593 km², a wysokie 868 km².

Genezą jezior Polesia zajmowano się również przy okazji badań geologicznych. Poleski Komitet Geologiczny zorganizowany został w maju 1928 r. W jego skład wchodziły 4 grupy badawcze: S. Lencewicza z Uniwersytetu Warszawskiego (M. Pruszyński, E. Rühle, J. Kondracki, Z. Zwierz), M. Limanowskiego z Uniwersytetu Stefana Batorego w Wilnie, S. Pawłowskiego z Uniwersytetu Poznańskiego (B. Krygowski, J. Czekalski, R. Galon, J. Gołąb, A. Malicki) i S. Wołosowicza z Państwowego Instytutu Geologicznego. Jeziorami zajmowała się grupa warszawska Lencewicza (w mniejszym zakresie grupa poznańska – Krygowski 1933). Na międzyrzeczu Bugu i Prypeci zbadano 119 jezior (Lencewicz 1931) i uznano, że większość z nich ma

pochodzenie krasowe. Podobną genezę wykazał Rühle (1934) dla jezior zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Badania zespołowe jeziora Świataż w 1929 r., największego (27,5 km²) i najgłębszego (58,4 m) na Polesiu, kontynuowane w 1930 przez E. Rühlego zakończyły się monografią jeziora (1961). Dziesięć dużych jezior północnego Polesia scharakteryzował Lencewicz (1937). Część jezior leżących wśród rozległych bagien, a nazywanych torfowymi, ma prawdopodobnie inne pochodzenie. Niewykluczone, że zasilane są również artezyjskimi wodami gruntowymi z głębszego podłoża kredowego.

Badania poleskie, zwłaszcza geologiczne, były prezentowane szerszej społeczności badaczy czwartorzędu w czasie wycieczki zorganizowanej przez prof. S. Lencewicza i S. Pawłowskiego (1934) podczas IV Międzynarodowego Kongresu Unii Geograficznej.

Znaczenie badań torfowisk Polesia dla późniejszych prac badawczych

Badania przeprowadzone na Polesiu w dwudziestolecu międzywojennym nie zostały wykorzystane zgodnie z zakładanymi planami zago-

spodarowania obszaru. Szeroki wachlarz wyników i publikacji wykorzystany został w powojennych pracach badaczy ukraińskich (Zierov, Artušenko 1961, Bradis i in. 1973). Dorobek naukowy Biura Melioracji Polesia stał się jednak bazą metodyczną i naukową dla wielu polskich prac badawczych.

Wnioski płynące z prac Kulczyńskiego były w drugiej połowie XX wieku inspiracją dla wielu badań na torfowiskach, np.: mechanizm regeneracji soczewkowej na torfowiskach wysokich. Zarówno szczegółowo przebadane torfowisko Wieliszewo na Pomorzu (Pacowski 1967), jak i torfowiska wysokie w Bieszczadach (Marek, Pałczyński 1962) akumulują torf w sposób pokładowo-przemienny tj. rozwijają się grube warstwy torfu kępowego *Sph. fuscum*, lub mszarnowielniankowego, z ewentualną małą warstwą torfu dolinkowego w spągu. Na konferencji dla badaczy torfowisk w 1968 r. na Pomorzu Zachodnim prof. M. Jasnowski przedstawił wyniki badań szczątków torfowców z 5-metrowego profilu jednego z bałtyckich torfowisk wysokich, które nie potwierdziły śladów regeneracji soczewkowej¹. W Polsce nie znaleziono nigdzie torfowiska wysokiego, bałtyckiego rozwijającego się w ten sposób. Tezę Kulczyńskiego (1940) o znikomych możliwościach torfotwórczych zespołu olchowego zweryfikował Marek (1965) i udowodnił, że zbiorowisko olszynowe może w sprzyjających warunkach hydrologicznych akumulować torfy olchowe nawet do 8 m miąższości. Do dziś pozostaje aktualny podział torfowisk dolin rzecznych na torfowiska zalewane szuwarowe – immersyjne (*Magnocariceta*) i torfowiska turzycowo-mszyste – emersyjne (*Parvocariceta*), odżywiane jedynie wodami gruntowymi. Po wojnie utrwaliły ten podział wszechstronne badania stratygraficzne torfowisk Oświta (1973, 1991) w dolinie dolnej i górnej Biebrzy. Torfowiska immersyjne (szuwarowe) są torfowiskami o małej sile retencji (długotrwałe minima stanów wód), a emersyjne (turzycowo-mszyste) o dużej sile retencji (nadmierne i trwale podtopione). Wniosek Lencewicza (1937) o zasilaniu bagien artezyjskimi wodami gruntowymi z głębszego podłoża mezozoicznego znalazł odbicie przy interpretacji pochodzenia nietypowego, okrągłego, stuhektarowego jeziora Maliszewskiego, o głębokości od 0,5 do 1 m, które otoczone jest rozległym torfowiskiem Wizna (10 tys. ha) ma osady gytii sięgające

22,5 m (Żurek, Więckowski 1972). Geneza tego zbiornika wiąże się z procesami krasowymi i/lub termokrasowymi.

Pochodzeniem jezior obszaru Polesia zajął się w ostatnim dwudziestolecu Dobrowolski (2006), szczegółowo analizując hipotezę krasową (Wilgat 1994), jak i termokrasową (Wojtanowicz 1994) w odniesieniu do jezior Polesia Zachodniego.

Zebrane w niniejszym artykule prace członków zespołów badawczych Polesia są cytowane również we współczesnym piśmiennictwie z zakresu torfoznawstwa i badań mokradeł, zwłaszcza publikacje Kulczyńskiego. Krótkie streszczenie dotyczące badań na Polesiu opublikowano ostatnio w *Studia Limnologica et Telmatologica* (Tobolski, Żurek 2012).

Literatura

- Bradis E.M., Kuzničov A.I., Andriênko T.L., Batáčov E.B. 1973. Torfovo-bolotnij fond URSR, jogo rajonuvannâ ta vikoristannâ. Naukova Dumka, Kiiw: 1-263.
- Chairman D. 2002. Peatlands and Environmental Change. Wiley, Chichester: 1-301.
- Czarnocki S. 1931. Mapa bogactw kopalnych Rzeczpospolitej Polskiej 1:750 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dąbkowska I. 1932. Zatorfienie dolinne Łani. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 9,1-2: 157-205.
- Dąbkowska I. 1934. Torfowiska jeziorne i dolinne źródeł Szczary. *Sprawozdania z Posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, Wydział IV Nauk Biologicznych* 26, 1933, 1-6: 15-43.
- Dobrowolski R. 2006. Glacjalna i peryglacjalna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin: 1-184.
- Dokučaev V.V. 1875. Po voprosu ob. osušenii bolot vooščie i v častnosti ob. osušenii Poles'ja. *Mineralogija i geologia*. SPb. (Sočinenija I. Raboty v oblasti geologii. Izd. AN SSSR Moskva-Leningrad 1949: 27-65).
- Krygowski B. 1933. Ślady glacialnej odnogi doliny Styru i jej trzy najważniejsze jeziora. *Postępy Prac przy Melioracji Polesia*. Biuro Melioracji Polesia. Brześć nad Bugiem: 7-17.
- Kulczyński S. 1930. Stratygrafia torfowisk Polesia. *Prace Biura Melioracji Polesia* 1,2: 1-84.
- Kulczyński S. 1933. Rzut oka na problem bagienno torfowy Polesia. *Postępy Prac przy Melioracji Polesia*. Biuro Melioracji Polesia. Brześć nad Bugiem: 61-69.
- Kulczyński S. 1939. Torfowiska Polesia. T. 1. *Prace Rolniczo-Leśne PAU* 37: 1-394.

¹ Wielka szkoda, że materiał ten nie został opublikowany (przypis autora).

- Kulczyński S. 1940. Torfowiska Polesia. T. 2. *Prace Rolniczo-Leśne PAU* 37: 395-777.
- Kulczyński S. 1949. Peat bogs of Polesie. *Mémoires de l'Académie Polonaise des Sciences et de Lettres. Serie B: Sciences Naturelles* 15: 1-356.
- Lencewicz S. 1931. Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Wody płynące i jeziora. *Przegląd Geograficzny* 11: 1-72.
- Lencewicz S. 1937. Kilka większych jezior północnego Polesia. *Przegląd Geograficzny* 16: 132-141.
- Lencewicz S., Pawłowski S. 1934. Polesie et Białowieża. Excursion A 1. Congrès International de Géographie. Varsovie 1934: 1-96.
- Marek S. 1965. Biologia i stratygrafia torfowisk olzycznych w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 57: 5-304.
- Marek S., Pałczyński A. 1962. Torfowiska wysokie w Bieszczadach Zachodnich. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 34: 255-299.
- Nałkowski W. 1887. Polska. W: B. Chlebowski, W. Walewski, F. Sulimierski (red.) *Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, t. 8: 601-651.
- Oświt J. 1973. Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych. *Roczniki Nauk Rolniczych, Ser. D, Monografie* 143: 1-80.
- Oświt J. 1991. Roślinność i siedliska zabagnionych dolin rzecznych na tle warunków wodnych. *Roczniki Nauk Rolniczych, Ser. D, Monografie* 221: 1-229.
- Pacowski R. 1967. Biologia i stratygrafia torfowiska wysokiego Wieliszewo na Pomorzu Zachodnim. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 76: 101-196.
- Paczoski J. 1900. O formacjach roślinnych i o pochodzeniu flory poleskiej. *Pamiętnik Fizyograficzny* 16: 3-156.
- Próchnik J. 1929. Kultura torfu w krajach północnej Europy. *Czasopismo Techniczne* 1: 16.
- Ptaszycki M. 1927. Z dziejów kartografii torfowej w Polsce. *Inżynieria Rolna* 2, 3: 165-176.
- Rehman A. 1886. Kotlina Prypeci i błota pińskie pod względem przyrodniczym. *Ateneum* 4: 151-162.
- Rehman A. 1904. Nizina Poleska. W: *Nizowa Polska opisana pod względem fizyczno-geograficznym*. Akademia Umiejętności. Lwów: 264-311.
- Rühle E. 1934. Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Rocznik Wołyński* 3: 210-241.
- Rühle E. 1961. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świża. *Z Badań Czwartorzędu w Polsce* 10: 255-302.
- Sprawozdanie Poleskiego Komitetu Geologicznego. 1930. *Przegląd Geograficzny* 10,3-4: 274-279.
- Szafer W. 1933. Ochrona przyrody na Polesiu. Postępy Prac przy Melioracji Polesia. Biuro Melioracji Polesia. Brześć nad Bugiem: 133-139.
- Szymkiewicz D. 1931. Badania ekologiczne wykonane na torfowisku Czemerne. Część I. *Prace Biura Melioracji Polesia* 1,4: 1-39.
- Tanfil'ev G.I. 1895. Bolota i torfjaniki Poles'ja. W: *Izd. Min. zemled. i Gos. Imušč. (Geografičeske Raboty. Gosudarstvennoe Izdatel'stvo Geografičeskoj Literatury. Moskva* 1953: 23-53).
- Tobolski K., Żurek S. 2012. O kulturowej roli obiektów i obszarów torfowiskowych – przegląd dotychczasowych dokonań. *Studia Limnologiczna et Telmatologica* 6,1: 27-59.
- Tołpa S. 1932a. Krasowe torfowiska koło Różany. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 9: 289-316.
- Tołpa S. 1932b. Torfowisko wyżynne „Mak” koło Antonówki na Polesiu. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 9: 217-235
- Tołpa S. 1933. Torfowiska okolicy Sarn. *Prace Biura Melioracji Polesia* 2,2: 1-24.
- Tołpa S. 1935. Zatorfienia jeziorne na południowej krawędzi Polesia. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 12,1: 1-37.
- Tołpa S. 1936. Śladami łosia. Z wędrówek po Polesiu. Wyd. Zakładu Narodowego im. Ossolińskich, Lwów: 1-184.
- Trela J. 1930. Torfowisko „Mak” koło Sarn na Polesiu w świetle analizy pyłkowej. *Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej PAU*, 64: 37-40.
- Tymrakiewicz W. 1935. Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. *Kosmos* 60,3: 173-251.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.
- Weber C.A. 1902. Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal im Memel-delta. Berlin: 1-252.
- Wilgat T. 1994. Spory wokół jezior Łęczyńsko-Włodawskich. Ogólnopolski Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Przewodnik wycieczkowy. Lublin: 122-129.
- Wojtanowicz J. 1994. O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sec. B* 49: 1-18.
- Zierov D.K., Artušenko A.T. 1961. Istoria rastitelnosti Ukrainy so vremieni maksymalnogo olenenia po dannym sporovo-pylcevoego analiza. W: *Četvrtičnyj period. Izdatielstvo Akademii Nauk Ukrainskoj SSSR. Kiev*: 300-322.
- Żurek S. 1982. Informacja o stanie inwentaryzacji torfowisk w Polsce. Materiały Informacyjne IMUZ 7, Falenty: 1-39.

- Żurek S. 1987. Złóża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna IG i PZ PAN* 4: 1-84.
- Żurek S., Więckowski K. 1972. The Site VII-3. The Maliszewskie Lake. Excursion Guide-Book Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene. Sec. Part The Polish Lowland, Poland, September 12-20, 1972: 127-130.

Summary

The biggest Polesie swamp basin in Europe, in the catchment area of the Pripyat River, was first examined as early as in the 19th century. (Rehman, Paczoski, Tanfiliew). In the interwar period, as part of the framework of the Polish Government Bureau for Land Reclamation in Polesie, extensive research of the peatland was carried out by Professor S. Kulczyński and associates (Tołpa, Tymrakiewicz, Dąbkowska, Wilczek) of the University of Jan Kazimierz in Lvov. Throughout the period of five and a half years, 2833 drillings and 4357 floristic surveys were performed. They provided the basis for a map of the mires in Polesie (9048 km² of fen peatlands, 2598 km² of transition bog, and 868 km² of raised bog ones) as well as a number of publications crowned with the two-volume composition by S. Kulczyński – “The Peat Bogs of Polesie” (“Torfowiska Polesia”) published in 1939/1940, followed by its English version in 1949. It discussed the vegetation, biology, hydrology, and the division of the peat bogs in Polesie according to their natural types and genres. The first work of S. Kulczyński appeared in 1930. It was the “Stratigraphy of the Peat Bogs of Polesie”, in which, based on 84 pollen analyses, he established the age of the bogs in relation to the land relief. The shallow alder-reed peat covers of the Pripyat and its tributaries are dated at the Early Holocene (since

the Atlantic Period) while the sedge-moss peat covers of the watershed zones and the peat under gyttjas date back to the Late Glacial and Late Holocene. Kulczyński also stated that the Subboreal was not a dry period but a cool and humid one. The studies of Tołpa and Tymrakiewicz in the southern part of Polesie revealed evidence of karst processes in peatlands and lakes in the form of collapsing substratum and accumulation of gyttjas on moss peats.

The most important achievement of the studies conducted in Polesie is the natural differentiation of the peat bogs on the basis of their hydrology. The peat bogs where through-flow of water is present are always fen peatlands that occupy the bottoms of valleys or cover slopes. Peatlands connected with still water with vertical fluctuations are raised bogs occupying watersheds and waterlogged areas. The transformation of a fen peatland into a transitional or a raised bog one is eventuated by the veering of water flow (e.g. stream capture). Continental raised bogs with flat surface grow as a result of peat accumulation in the peatlands of surrounding valleys. The banking up of groundwater in watersheds leads to the accumulation of in raised bogs. The hypothesis on the growth of peat cupolas through lenticular regeneration (alternating layers of bog ridges-hollows Sphagnum peat). The division within fen peatlands into flooded (immersible) and sedge-moss supplied only by groundwater (emersible) remains valid to this day.

The origin of the contemporary lakes was approached mainly as part of the geological studies. The Warsaw group led by Professor S. Lencewicz surveyed the lakes in the interfluvium of the Bug and Pripyat as well as in the Wołyń Polesie. A large majority of them is karst in origin.

RECENZENCI

Bernard Cedro	Uniwersytet Szczeciński
Zdzisław Jary	Uniwersytet Wrocławski
Tomasz Karasiewicz	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Piotr Kittel	Uniwersytet Łódzki
Sławomir Kobjek	Uniwersytet Łódzki
Dominik Kopeć	Uniwersytet Łódzki
Grzegorz Kowalewski	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Piotr Kulesza	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Andrzej Łachacz	Uniwersytet Warmińsko-Mazurski
Marek Majewski	Akademia Pomorska w Słupsku
Małgorzata Malkiewicz	Uniwersytet Wrocławski
Małgorzata Mazurek	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Anna Michno	Uniwersytet Jagielloński
Krystyna Milecka	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Joanna Mirosław-Grabowska	Instytut Nauk Geologicznych PAN
Daniel Okupny	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Joanna Petera-Zganiacz	Uniwersytet Łódzki
Małgorzata Roman	Uniwersytet Łódzki
Renata Stachowicz-Rybka	Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN
Magdalena Suchora	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Kazimierz Tobolski	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza; WSKSM Toruń
Klara Tomaszewska	Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
Juliusz Twardy	Uniwersytet Łódzki
Artur Zieliński	Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego