

POLSKA AKADEMIA UMIEJĘTNOŚCI
KOMISJA PALEOGEOGRAFII CZWARTORZĘDU

FOLIA QUATERNARIA 82

KRAKÓW 2014

Redakcja:
Agnieszka SOJKA

© Copyright by Polska Akademia Umiejętności
Kraków 2014

ISSN 0015-573X

Dystrybucja:
PAU, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków
e-mail: wydawnictwo@pau.krakow.pl
www.pau.krakow.pl

SPIS TREŚCI

JACEK FORYSIAK, MAREK KLOSS, MIŁENA OBREMSKA, SŁAWOMIR ŻUREK

Późnoglacialne i holocenijskie osady wybranych torfowisk dolinnych regionu łódzkiego w nawiązaniu do zmian paleośrodowiskowych	5
Wprowadzenie	5
Położenie badanych torfowisk	6
Materiał badawczy i metody	9
Warunki geomorfologiczne i geologiczne	11
Wiek i wykształcenie osadów biogenicznych	15
Rozwój torfowisk na tle paleogeografii regionu łódzkiego	23
Podsumowanie	25
Summary	27
Literatura	27

RYSZARD K. BORÓWKA, JULITA TOMKOWIAK, DANIEL OKUPNY, JACEK FORYSIAK, BARTOSZ BIENIEK

Skład chemiczny osadów bagiennych z martwej doliny Balin-Chropy (stanowisko Wilczków, pradolina warszawsko-berlińska)	31
Wprowadzenie	31
Materiały i metody badań	32
Wyniki badań	35
Dyskusja i interpretacja uzyskanych wyników	45
Summary	48
Literatura	49

RYSZARD K. BORÓWKA, JULITA TOMKOWIAK, DANIEL OKUPNY, JACEK FORYSIAK

Skład chemiczny osadów bagiennych z doliny Neru (torfowisko Mianów, Wysoczyzna Łaska)	51
Wprowadzenie	51
Obszar i cel badań	52
Metody badań	52
Wyniki badań	55
Dyskusja i interpretacja uzyskanych wyników	64
Summary	66
Literatura	66

PÓZNOGLACJALNE I HOLOCENŃSKIE OSADY WYBRANYCH TORFOWISK DOLINNYCH REGIONU ŁÓDZKIEGO W NAWIĄZANIU DO ZMIAN PALEOŚRODOWISKOWYCH

JACEK FORYSIAK¹, MAREK KLOSS², MIŁENA OBREMSKA³, SŁAWOMIR ŻUREK⁴

A d r e s y a u t o r ó w: 1 – Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: jacekfor@interia.eu; 2 – Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, ul. Wóycickiego 1/3, 01-938 Warszawa, e-mail: m.kloss@wp.pl; 3 – Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, e-mail: mobremska@twarda.pan.pl; 4 – ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa, e-mail: jacekteofil@o2.pl

A b s t r a k t. Artykuł przedstawia wyniki badań geomorfologicznych, geologicznych oraz paleobotanicznych, przeprowadzonych na czterech torfowiskach dolinnych regionu łódzkiego (Bęczkowiec, Kopanicha, Mianów i Wilczków). Są to obiekty funkcjonujące w warunkach niewielkiego wpływu rzek na przebieg procesów torfotwórczych. Misy opisywanych torfowisk powstały w różnym czasie, od przełomu plenivistulianu i późnego vistulianu po początek holocenu. Trwałe zatorfienie również następowało w różnym czasie. Wszystkie z analizowanych torfowisk można określić jako torfowiska paludyfikacyjne. Udokumentowane osady biogeniczne pozwalają na rekonstrukcję zmian środowiska w wybranych torfowiskach w późnym vistulianie i holocenie.

S ł o w a k l u c z o w e: osady torfowe, mokradło torfotwórcze, martwa dolina rzeczna, geochemia, środkowa Polska

WPROWADZENIE

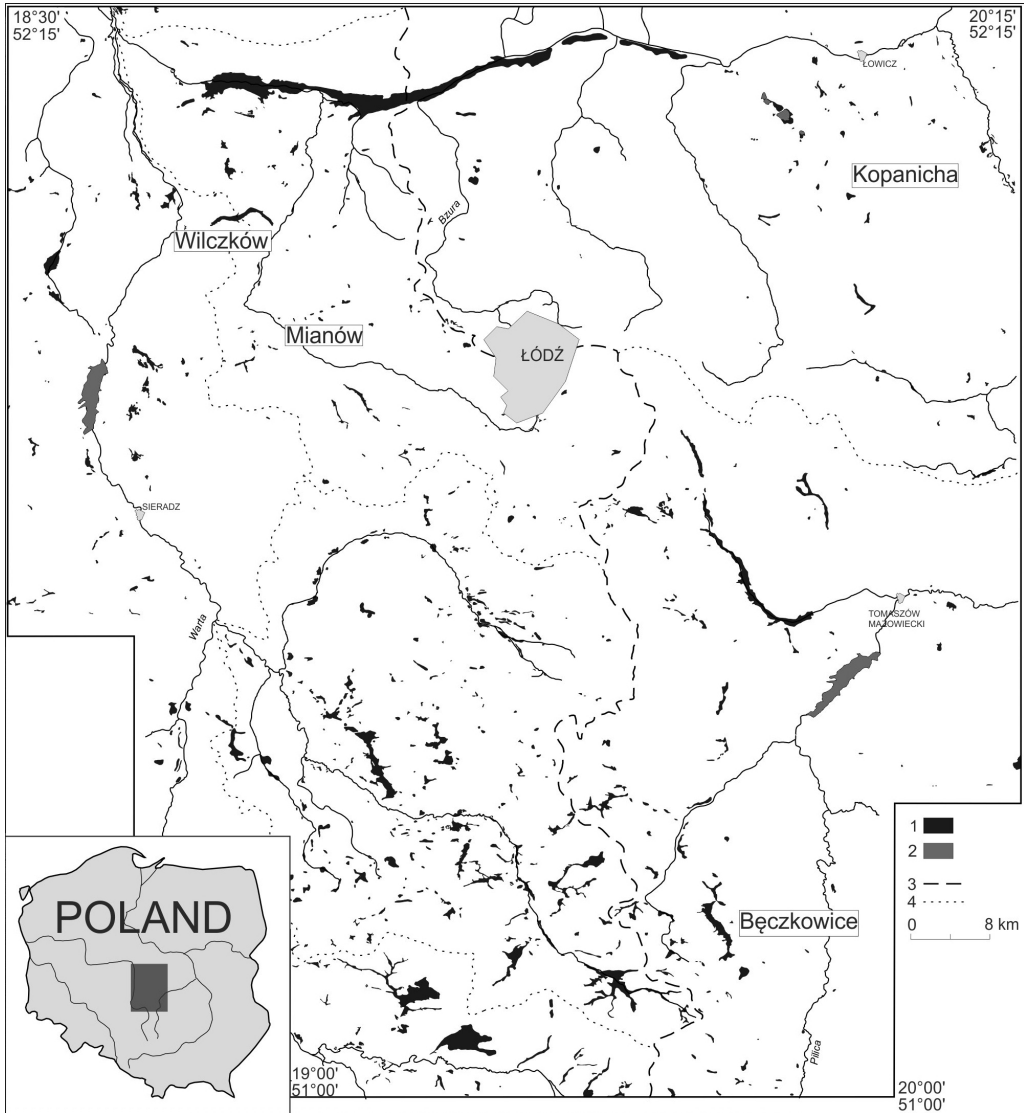
W regionie łódzkim, tak jak w całej strefie staroglacjalnej dominują torfowiska dolinne, rozwijające się od późnego glacjału lub holocenu jako torfowiska niskie. Żurek (1987, 1990) zalicza tę część Niżu Polskiego do europejskiej strefy występowania torfowisk niskich. W analizowanym obszarze znajdują się także stosunkowo liczne przykłady torfowisk przejściowych, położonych w dolinach. Podjęte kilkanaście lat temu badania torfowisk regionu łódzkiego miały na celu rozpoznanie litologii osadów biogenicznych, ale także cech geomorfologicznych i powierzchniowej budowy geologicznej mis torfowisk i ich bezpośredniego otoczenia. Wykonane prace badawcze (o różnym zakresie i natężeniu) na trzydziestu obiektach torfowiskowych, pozwoliły na przedstawienie podstawowej charakterystyki geologicznej, geomorfologicznej, jak

też paleoekologicznej (KLOSS, ŻUREK 2005; BALWIERZ i in. 2009; LAMENTOWICZ i in. 2009; TWARDY i in. 2010; FORYSIAK 2012).

W prezentowanej pracy przedstawione zostaną cztery torfowiska o położeniu dolinnym (Wilczków, Mianów, Kopanicha i Bęczkowice; rys. 1), uformowane w dolinach rzecznych, o różnych cechach morfologicznych, zarówno dolin, jak i samych torfowisk. Zróżnicowany jest także wiek torfowisk, jak i sekwencje osadów, tworzących biogeniczne wypełnienie ich mis. Cechami wspólnymi jest to, że są to obiekty funkcjonujące w warunkach niewielkiego wpływu rzek na przebieg procesów torfotwórczych, które są stymulowane przede wszystkim zasilaniem wodami gruntowymi. Przedstawiona poniżej charakterystyka litologiczna i paleobotaniczna osadów biogenicznych oparta jest o jeden profil dla każdego obiektu torfowiskowego, ale jego wybór poprzedzony został rozpoznaniem cech litologicznych całego obszaru torfowiska, a wybrany profil traktowany jest jako reprezentatywny dla danego obiektu.

POŁOŻENIE BADANYCH TORFOWISK

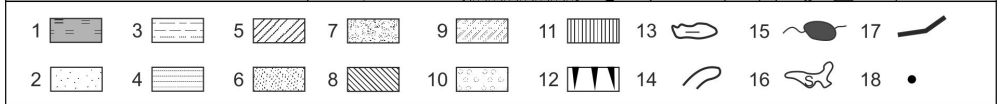
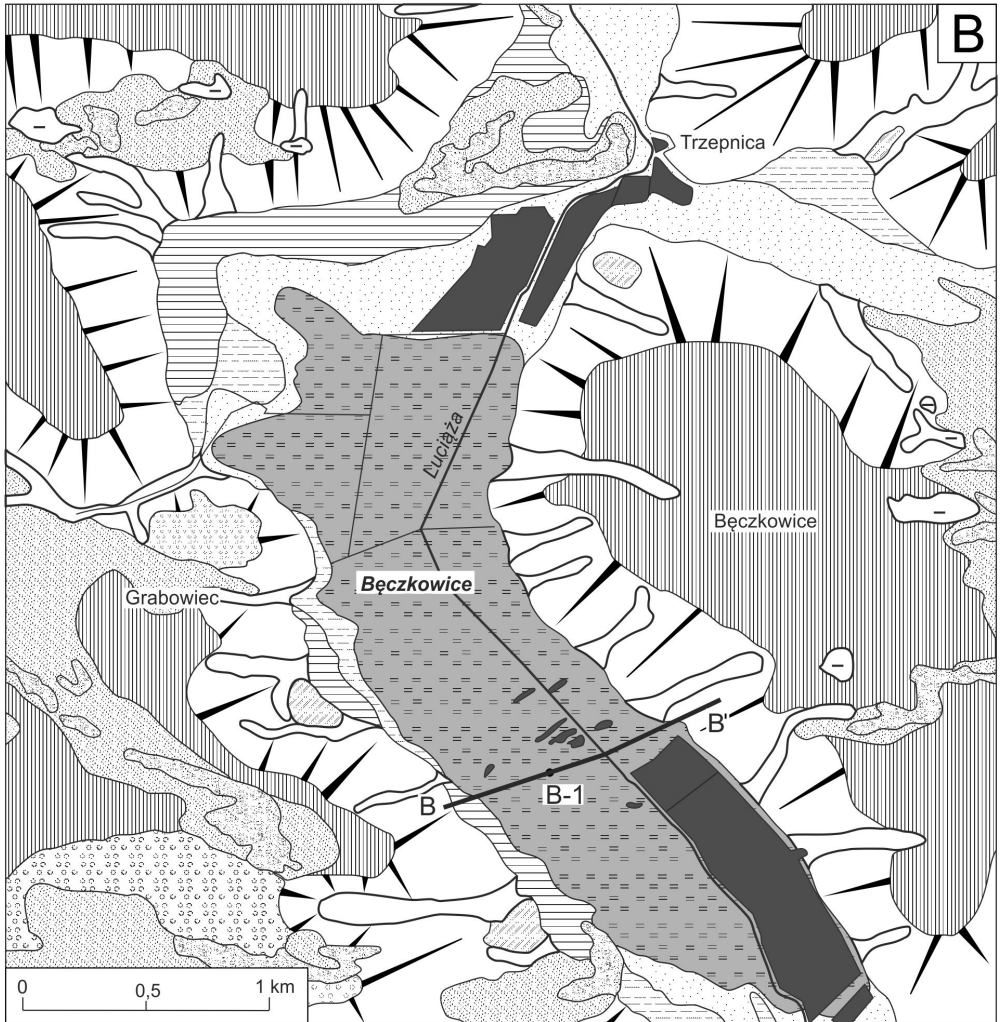
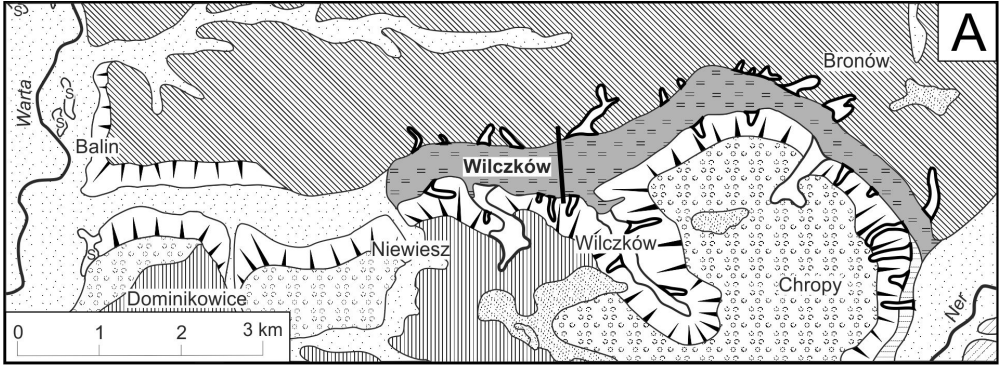
Torfowisko **Wilczków** położone jest w południowym skraju Kotliny Kolskiej (Ryc. 1, 2), w obrębie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Zajmuje wschodnią część martwej doliny rzecznej Balin-Chropy ($\varphi = 51^{\circ}56'03''$ – $51^{\circ}57'09''$ N; $\lambda = 18^{\circ}51'25''$ – $18^{\circ}57'20''$ E), łączącej dolinę Neru i Warty. Złoże torfu obejmuje całą szerokość doliny (300–600 m) na odcinku 7,5 km, zajmując około 300 ha (FORYSIAK 2012). Jego powierzchnia w znacznym stopniu została przekształcona w wyniku eksploatacji torfu i prowadzenia gospodarki łąkarskiej (FORYSIAK, MICHALSKA-HEJDUK 2004), zaś środkowa część jest niemal całkowicie zniszczona. Na torfowisku zlokalizowane są liczne, stałe zbiorniki poeksploatacyjne (największy z nich ma powierzchnię około 7,5 ha). Torfowisko **Kopanicha** położone jest także w strefie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, w dolinie rzeki Rawki (Ryc. 1, 3), która na badanym obszarze ma przebieg południkowy i na północ od torfowiska Kopanicha łączy się z doliną Bzury, przebiegającą w osi pradoliny. Torfowisko położone jest w peryferyjnej części niskiej terasy nadzalewowej, rozciąga się na długości około 2 km ($\varphi = 52^{\circ}00'19''$ – $52^{\circ}01'05''$ N; $\lambda = 20^{\circ}11'05''$ – $20^{\circ}11'46''$ E); jest obiektem o znacznej powierzchni – około 72 ha. Jest objęte ochroną prawną jako rezerwat leśny Kopanicha (ŻUREK 2006). Torfowisko **Bęczkowice** leży w obrębie Równiny Piotrkowskiej ($\varphi = 51^{\circ}10'38''$ – $51^{\circ}12'11''$ N; $\lambda = 19^{\circ}41'50''$ – $19^{\circ}43'41''$ E), w dolinie Luciaży (Ryc. 1, 2), która jest lewostronnym dopływem Pilicy. Torfowisko Bęczkowice zajmuje całą szerokość dna doliny na odcinku około 3,5 km i rozszerza się ku północy (400–800 m). Jest to duży obiekt, zajmujący około 202 ha. Współcześnie koryto Luciaży przebiega w osiowej części doliny. Rzeka poprowadzona jest przez obszar mokradła w sztucznym korycie, ograniczonym wałami. Torfowisko **Mianów** położone jest w środkowym odcinku doliny Neru, o przebiegu południowy wschód – północny zachód (Ryc. 1). Leży ono we wschodniej części doliny, przy krawędzi wysokiej terasy nadzalewowej ($\varphi = 51^{\circ}49'00''$ – $51^{\circ}49'16''$ N; $\lambda = 18^{\circ}59'55''$ – $19^{\circ}00'33''$ E), zajmując peryferycznie położony zespół starorzeczy (Ryc. 3). Współczesne koryto Neru przebiega



Ryc. 1. Rozmieszczenie torfowisk w regionie łódzkim (wg Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000) wraz z lokalizacją badanych obiektów. 1 – torfowiska; 2 – rzeki i zbiorniki wodne; 3 – dział wodny pierwszego rzędu; 4 – dział wodny drugiego rzędu

Fig. 1. Peatlands in the Łódź Region (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000) and location of the studied sites. 1 – peatlands; 2 – rivers and water reservoirs; 3 – watershed of the 1st order; 4 – watersheds of the 2nd order

w zachodniej części doliny, około 800 m na zachód od torfowiska i jest obustronnie obwałowane. Mianów jest niewielkim obiektem o powierzchni około 13 ha, którego znaczna część została przekształcona w wyniku eksploatacji torfu. Obszar torfowiska objęty jest ochroną prawną jako rezerwat torfowiskowy Mianów (ŻUREK 2006).



MATERIAŁ BADAWCZY I METODY

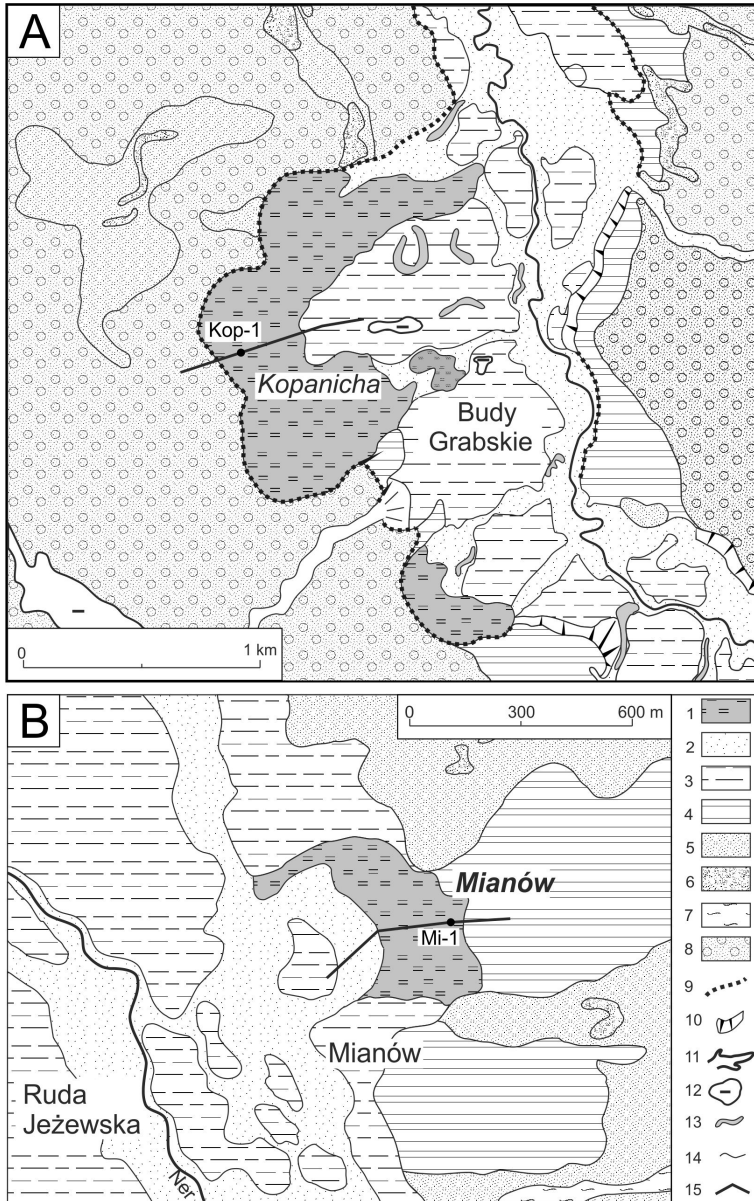
Badania terenowe przeprowadzono w latach 2008–2012. Prace geologiczne wykonano z zastosowaniem ręcznych sond geologicznych, na obszarze torfowisk sondowano miąższość utworów biogenicznych z zastosowaniem próbnika torfowego i laski torfowej (FORYSIAK 2012). Do badań litologicznych i paleobotanicznych pobrano z każdego z opisywanych torfowisk jeden rdzeń, lokalizując stanowisko poza obszarami przekształconymi przez eksploatację: Wilczków (Wil-1) – położony około 50 m od południowej granicy torfowiska, Kopanicha (Kop-1) – pobrano w odległości około 80 m od krawędzi torfowiska, Bęczkowice (B-1) – położony około 200 m od zachodniej granicy torfowiska oraz Mianów (Mi-1) – położony jedynie 15 m od krawędzi torfowiska. Poboru rdzeni dokonano przy zastosowaniu próbnika torfowego Instorf. Analizy podstawowych parametrów torfu: popielności, odczynu, stopnia rozkładu oraz określenia rodzajów torfów dokonano w laboratorium Instytutu Geografii UJK w Kielcach.

Materiał do oznaczenia makroszczątków roślinnych pozyskano na torfowiskach Wilczków i Kopanicha według metod przyjętych w badaniach torfoznawczych (KLOSS 1993, 2005, 2007, 2008; TOBOLSKI 2000). W punktach wierceń pobrano pełne rdzenie osadów biogenicznych, od powierzchni terenu do podłoża mineralnego. Do analiz paleobotanicznych pobrano 22 próby z torfowiska Wilczków i 14 z torfowiska Kopanicha. Ich objętość wahała się od 30 do 50 cm³. Osad gotowano w roztworze 10% NaOH. Później przemywano go pod wodą na sicie o średnicy 0,2 mm wyodrębniając z mieszaniny fragmenty roślin. Aby określić przynależność taksonomiczną szczątków korzystano z opracowań: DOMBROVSKAYA i in. 1959; KAC i in. 1965, 1977; GROSSE-BRAUKCMANN, 1972, 1974, 1986; GROSSE-BRAUKCMANN, STREITZ 1992; TOBOLSKI 2000; MAUQUOY, VAN GEEL 2007. Nazwy roślin naczyniowych przyjęto według MIRKA i in. (2002), a mchów według OCHYRY i in. (2003). W badaniach użyto mikroskopu Nikon Eclipse E200. Z każdej próby wykonano po 10 preparatów mikroskopowych. Histogramy makroszczątków roślinnych przedstawiono w formie wykresu „bąbelkowego” używając pakietu „rioja” (JUGGINS 2012; KIELTYK, KLOSS 2014). Zastosowano klasyczny schemat stratygraficzny (MANGERUD i in. 1974), dla którego czas trwania okresów klimatycznych przyjęto według propozycji WALANUSA i NALEPKI (2010).

←

Ryc. 2. Szkice geomorfologiczne. A – torfowisko Wilczków i jego otoczenie, B – torfowisko Bęczkowice i jego otoczenie. 1 – torfowisko; 2 – dna dolin; 3 – terasa nadzalewowa, niska; 4 – terasa nadzalewowa, wysoka; 5 – terasa rzeczna, erozyjna; 6 – pola piasków eolicznych; 7 – wydmy; 8 – poziom erozyjny, pradolinny; 9 – pagórki wodnolodowcowe; 10 – równina wodnolodowcowa; 11 – wysoczyzna morenowa; 12 – stoki; 13 – zagłębienia bezodpływowe; 14 – doliny denudacyjne; 15 – wody powierzchniowe; 16 – starorzecza; 17 – linie przekrojów geologicznych (Ryc. 4), 18 – badane profile

Fig. 2. Geomorphological sketch. A – Wilczków peatland; B – Bęczkowice peatland. 1 – peatland; 2 – valley bottoms; 3 – low terrace flat morainic plain; 4 – high terrace; 5 – erosional river terrace; 6 – aeolian sand sheds; 7 – dunes; 8 – erosional level; 9 – fluvio-glacial hillocks; 10 – fluvio-glacial plain; 11 – morainic plain; 12 – slopes; 14 – denudational valleys; 13 – closed depressions; 14 – denudational valleys; 15 – waters; 16 – oxbow; 17 – line of geological cross-sections; 18 – location of the cores



Ryc. 3. Szkice geomorfologiczne. A – torfowisko Kopanicha i jego otoczenie, B – torfowisko Mianów i jego otoczenie. 1 – torfowisko; 2 – dna dolin; 3 – terasa nadzalewowa, niska; 4 – terasa nadzalewowa, wysoka; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – dolina denudacyjna z wypełnieniem mułkowym; 8 – równina wodnolodowcowa; 9 – krawędzie erozyjne; 10 – stoki; 11 – dolinki denudacyjne; 12 – zagłębienia bezodpływowe; 13 – starorzecza; 14 – wody powierzchniowe; 15 – linie przekrojów geologicznych (Ryc. 4)

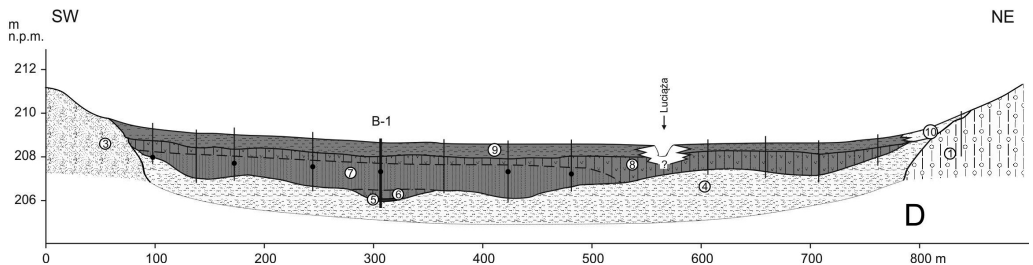
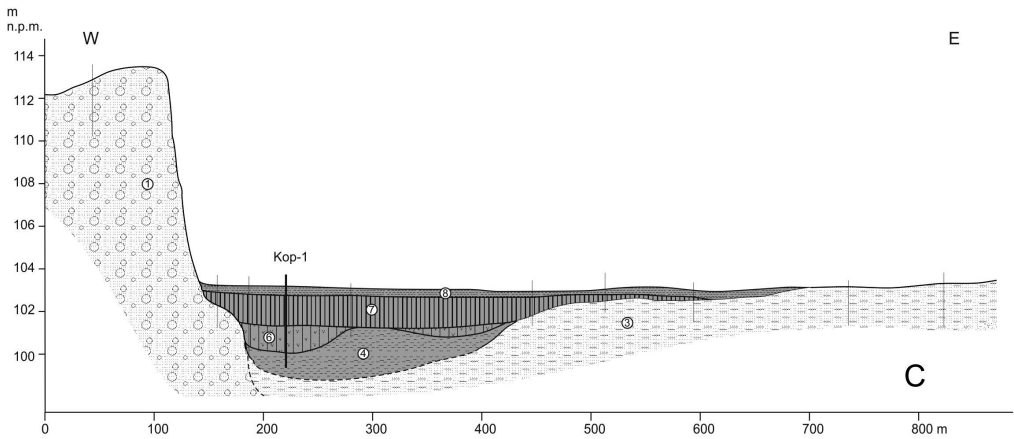
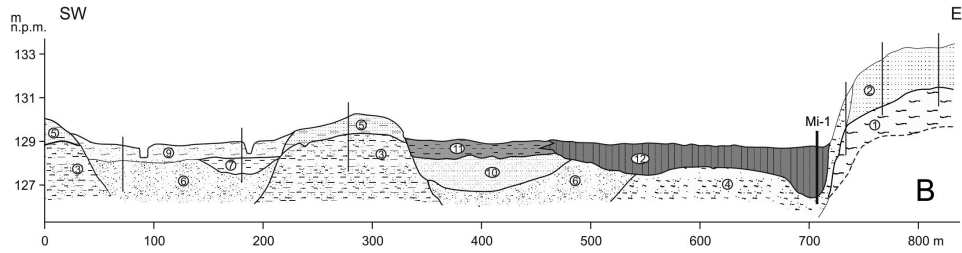
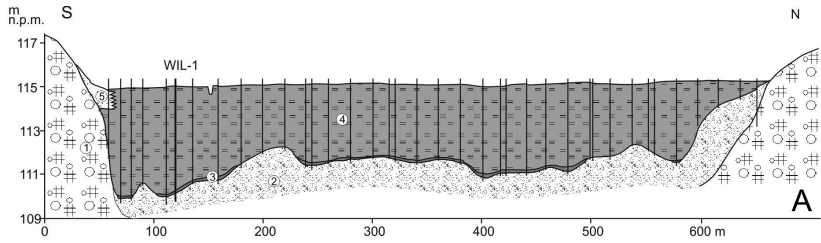
Fig. 3. Geomorphological sketch. A – Wilczków peatland; B – Bęczkowiec peatland. 1 – peatland; 2 – valley bottoms; 3 – low terrace flat; 4 – high terrace; 5 – aeolian sand sheds; 6 – dunes; 7 – denudational valleys with silty flat; 8 – fluvioglacial plain; 9 – erosional edges; 10 – slopes; 11 – denudational valleys; 12 – closed depressions; 13 – oxbow; 14 – waters; 15 – line of geological cross-sections

WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE I GEOLOGICZNE

Cztery analizowane torfowiska położone są w dolinach rzecznych. Doliny rzeczne regionu łódzkiego w obecnym ich układzie kształtowane były od schyłku zlodowacenia warty do współczesności, wyróżniane są w nich trzy terasy nadzalewowe oraz holocenijskie dna (por. TURKOWSKA 1988). Wybrane do analizy torfowiska, pomimo zaliczenia do grupy torfowisk dolinnych, położone są w dolinach o zróżnicowanym przebiegu procesów fluwialnych, a masy tych torfowisk charakteryzują się odmiennymi warunkami geomorfologicznymi.

Torfowisko **Wilczków**, jak wspomniano na wstępie, jest położone w dolinie rzecznej, która wyłączona została z systemu rzecznego (tędy odbywał się odpływ wód Neru do Warty w okresie plenivistulianu (por. FORYSIAK 2005)), w wyniku nasilenia tendencji erozyjnych w późnym vistulianie (TURKOWSKA 1988, 2006). Dolina ta nie ma wykształconych poziomów terasowych, jej dno stanowi podłoże torfowiska Wilczków, a w zachodniej, niezatorfionej części (Ryc. 2), nadbudowane zostało osadami denudacyjnymi i namułami mineralno-organicznymi. Powierzchnia torfowiska Wilczków (we wschodnim skraju) łączy się z poziomem niskiej terasy nadzalewowej w dolinie Neru (Ryc. 2), która wznosi się na około 3–4 m powyżej dna dolinnego. W części wschodniej powierzchnia torfowiska utrzymuje się na niemal stałym poziomie – około 114,5 m n.p.m. Po zmianie kierunku osi doliny (z SE-NW na NE-SW), zaczyna się nieznacznie wznosić i w Wilczkowie przekracza 115,0 m n.p.m, gdzie przebiega dolinny dział wodny. Dalej, ku zachodowi, wykazuje już spadek rzędu 2,0 m/km. W miejscowości Niewiesz złoża torfów kończy się, zaś mineralne dno doliny wykazuje konsekwentnie spadek do doliny Warty. Stoki zatorfionej doliny wykazują asymetrię. Południowe zaplecze doliny Balin-Chropy stanowi rozległa równina wodnolodowcowa, zbudowana jest z piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia warty. Piaski złożone są na glinie zwałowej tego samego wieku. Urozmaicona jest ona zespołem form eolicznych z wydmiami o wysokości 5–8 m. Na północ od omawianej doliny znajduje się wyrównany obszar, zbudowany z glin zwałowych zlodowacenia warty (FORYSIAK, KAMIŃSKI 2011). W literaturze określa się go jako erozyjny poziom pradolinny (m.in.: JEWTCZOWICZ 1970; KRAJEWSKI 1977; FORYSIAK 2005) lub wysoczyzna płaska (TURKOWSKA 2006; FORYSIAK, KAMIŃSKI 2011). Obszar, przez który przebiega dolina Balin-Chropy z torfowiskiem Wilczków, charakteryzuje się wysokim położeniem podłoża kredowego – margli i wapieni mastrychtu (na głębokości 2–10 m).

Torfowisko **Kopanicha** powstało w dolinie Rawki, wzdłuż zachodniej krawędzi doliny (Ryc. 3). Jego współczesna powierzchnia opada w kierunku północnym, ale widoczny jest też spadek ku osi doliny. W południowo-zachodnim skraju torfowiska rzędne jego powierzchni to 101,7–101,8 m n.p.m. Południowo-wschodni skraj leży na wysokości około 101,0 m n.p.m., a część północna – około 99,6–100,0 m n.p.m. Podobnymi rzędnymi cechuje się powierzchnia niskiej terasy nadzalewowej Rawki. W dolinie Rawki występują dwie terasy nadzalewowe. Terasa wysoka zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych, złożonych przez plenivistuliańską rzekę roztokową. Utwory piaszczyste i mułkowe niskiej terasy nadzalewowej powstały w późnym vistulianie, kiedy



w dolinie funkcjonowała rzeka meandrująca. Efektem jej działalności są paleokoryta oraz wyspy meandrowe. Bezpośrednie podłoże torfowiska, w strefach przegłębień, stanowią piaski drobnoziarniste z wkładkami torfów (Ryc. 4), sporadycznie z warstewkami gytii, powstałe we wczesnym holocenie, w wyniku epizodycznych zalewów wodami rzeczynymi oraz gruntowymi. Terasa urozmaicona jest dobrze czytelnymi śladami starorzeczy późnovistuliańskich. Jej wyżej położone fragmenty nadbudowane są miejscami cienkimi płatami piasków eolicznych (Ryc. 3). Charakterystycznym elementem doliny są strome krawędzie podcięć paleomeandrów, sięgające 8–10 m wysokości. Oddzielają strefę doliny Rawki od równiny wodnolodowcowej (Ryc. 3). Te kontrasty wysokościowe łagodzi obecność fragmentów terasy wysokiej. Na opisywanym odcinku doliny Rawki jej powierzchnia położona jest 5–7 m powyżej dna doliny. Równina piaszczysta



Ryc. 4. Przekroje geologiczne. Objaśnienia wydzieleni:

- A – torfowisko Wilczków. Zlodowacenie warty: 1 – glina zwałowa; późny vistulian: 2 – piaski różnoziarniste z rozproszoną materią organiczną; 3 – torf z mułkiem; późny vistulian/holocen: 4 – torf; 5 – mułki piaszczyste, deluwialne
- B – torfowisko Mianów. Plenivistulian: 1 – mułki, 2 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 3 – piaski drobnoziarniste z wkładkami materii organicznej, 4 – piaski z mułkami, rzeczne; holocen: 5 – piaski z namułami, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 7 – mułek mineralno-organiczny, 8 – piaski eoliczne, 9 – piaski z przewarstwieniami mułków i namułów, 10 – piaski różnoziarniste rzeczne, 11 – utwory torfiaste, 12 – torf turzycowiskowy na olesowym.
- C – torfowisko Kopanicha. Zlodowacenie warty: 1 – piaski wodnolodowcowe; górny plenivistulian, 2 – piaski różnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 3 – piaski drobnoziarniste z wkładkami materii organicznej; późny vistulian/holocen: 4 – piaski z wkładkami torfów; holocen: 5 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, z wkładkami utworów biogenicznych, 6 – torf olesowy, 7 – torf turzycowiskowy i mechowiskowy, 8 – torf silnie rozłożony z murszem
- D – torfowisko Bęczkowice. Zlodowacenie warty: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; plenivistulian: 3 – piaski i mułki rzeczne; późny vistulian: 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami utworów biogenicznych (4a – bez wkładek biogenicznych), 5 – gytia detrytusowa; późny vistulian/holocen: 6 – torf turzycowy 7 – torf turzycowo-mszysty, 8 – torf trzcinyowy z wkładkami drewna, 9 – torf turzycowiskowy; 10 – mułki deluwialne

Fig. 4. Geological cross-section.

- A – Wilczków peatland. Wartian Glaciation: 1 – till; Late Weichselian: 2 – vari-grained sands with organic matter, 3 – peat with silt; Late Weichselian/Holocene: 4 – peat, 5 – sandy silt, deluvial
- B – Mianów peatland. Pleniweichselian: 1 – silos, 2 – medium- and fine-grained fluvial sands; Late Weichselian: 3 – fine-grained sands with inserts of organic matter, 4 – fluvial sands with silos; Holocene: 5 – sands with mud, 6 – medium- and fine-grained fluvial sands, 7 – mineral-organic silt, 8 – aeolian sands, 9 – sands interlayered with silos and mud, 10 – vari-grained fluvial sands, 11 – peaty deposits, 12 – tall-sedge peat overlying alder swamp peat
- C – Kopanicha peatland. Wartian Glaciation: 1 – fluvioglacial sands; Upper Pleniweichselian: 2 – vari-grained fluvial sands; Late Weichselian: 3 – fine-grained sands with inserts of organic matter; Late Weichselian/Holocene: 4 – sands with inserts of peat; Holocene: 5 – medium- and fine-grained fluvial sands with inserts of biogenic deposits, 6 – alder swamp peat, 7 – tall-sedge and sedge-moss fen peat, 8 – highly decomposed peat
- D – Bęczkowice peatland. Wartian Glaciation: 1 – till, 2 – fluvioglacial sands and gravels; Pleniweichselian: 3 – fluvial sands and silts; Late Weichselian: 4 – medium- and fine-grained sands with inserts of biogenic deposits (4a – without biogenic inserts), 5 – detrital gyttja; Late Weichselian/Holocene: 6 – sedge peat, 7 – sedge-moss peat; 8 – reed sedge-moss peat with wood inserts, 9 – tall-sedge peat, 10 – deluvial silts

(wodnolodowcowa), która występuje po obu stronach doliny, wykazuje nieznaczny spadek w kierunku północnym i północno-zachodnim. Zbudowana jest z piasków ze żwirami i mułkami, akumulowanych w trakcie recesji lądolodu warciańskiego (BRZEZIŃSKI 1995; KOBOJEK 2000). Ich miąższość sięga kilkunastu metrów. Miejscami przykryte są one cienkimi płatami piasków eolicznych.

Torfowisko **Bęczkowice**, położone w dolinie Luciąży, zajmuje niemal całą szerokość jej dna. Torfowisko znajduje się w rozszerzeniu doliny, które kończy się w Trzepnicy, gdzie dno doliny zwęża się do nieco ponad 50 m (Ryc. 2). Powierzchnia torfowiska opada ku północy. W południowej części leży ono na wysokości około 210,0 m n.p.m., zaś w północnej – na około 207,6 m n.p.m. Powyżej dna doliny występują niewielkie fragmenty terasy niskiej, głównie przy zachodnim stoku. Leżą one około 1,0–1,5 m powyżej zatorfionego dna. W północnej części zlokalizowany jest fragment terasy wysokiej (Ryc. 2). Bezpośrednie podłoże utworów biogenicznych stanowią rzeczne piaski drobno- i średnioziarniste o umiarkowanym wysortowaniu, zawierające rozdrobniony detrytus roślinny. Ich powstanie związane jest z późnym vistulianem (Ryc. 4). Opiswany odcinek doliny Luciąży ma wyraźnie zaznaczone stoki, urozmaicone licznymi dolinami denudacyjnymi, a deniwelacje w obrębie stoków sięgają dwudziestu metrów. Miejscowość Bęczkowice, która leży po wschodniej stronie doliny Luciąży, zlokalizowana jest w obrębie stoku doliny i wysoczyzny morenowej. Po zachodniej stronie doliny występują fragmenty porożcinanej równiny wodnolodowcowej oraz wysoczyzna morenowa (Ryc. 2), zbudowana z glin zwałowych i piasków gliniastych zlodowacenia warty (KURKOWSKI, POPIELSKI 1991). Dolina Luciąży ma charakter poligeniczny (WACHECKA-KOTKOWSKA 1996, 2004). Odcinek, w obrębie którego leży torfowisko Bęczkowice, usytuowany jest w strefie rowu tektonicznego Bełchatowa (KURKOWSKI, POPIELSKI 1991), dlatego czynniki tektoniczne mogły wpływać na jego ukształtowanie.

Torfowisko **Mianów** położone jest w obrębie doliny Neru. Zajmuje zespół paleomeandrów, które podcinają poziom wysokiej terasy nadzalewowej (Ryc. 3). Powierzchnia torfowiska jest silnie przekształcona w wyniku eksploatacji torfu. Wykorzystując położenie powierzchni nieeksploatowanych fragmentów torfowiska, można przyjąć, że jego naturalna powierzchnia była niemal płaska (128,6–129,0 m n.p.m.), z niewielkim spadkiem w kierunku zachodnim, ku strefie mineralnego dna dolinnego. Powierzchnia dna doliny jest rozdzielona na trzy części. Jej wysokość zmienia się od 128,5 do 130 m n.p.m. Tworzą je głównie różnoziarniste piaski, z seriami osadów mułkowych i mad organiczno-mineralnych (Ryc. 4). Terasa niska w sąsiedztwie torfowiska położona jest nieznacznie powyżej dna doliny (1,0–1,5 m). Na jej powierzchni wyraźne są ślady kopalnych koryt rzecznych. Ten poziom dolinny zbudowany jest z serii powodziowych. Tworzą go piaski drobnoziarniste z wkładkami mułków oraz średnio- i gruboziarniste piaski z rozproszoną substancją organiczną, wypełniającą kopalne koryta. Terasa wysoka, do której przylega misa torfowiska (Ryc. 3), leży na wysokości 131,0–135,0 m n.p.m. Jej fragment występuje też po zachodniej stronie doliny. Na terasie wysokiej powstały pola piasków eolicznych z zespołami wydm. Terasę wysoką tworzą piaski różnoziarniste górnego plejwistulianu (Ryc. 4). Na wschód i południe od torfowiska, pod piaskami, na głębokości około 1,5–2 m występuje seria mułków (Ryc. 4). Seria zapada nieznacznie w kierunku

torfowiska, stanowiąc ciągłą warstwę o małej przepuszczalności. Takie ułożenie ma zapewne istotne znaczenie dla zasilania torfowiska. Do doliny Neru, na odcinku gdzie leży torfowisko Mianów, od zachodu przylega ciąg pagórków kemowych, z otaczającymi je osadami wodnolodowcowymi wieku warciańskiego (KLATKOWA i in. 2007). Wschodnie zaplecze zbudowane jest z glin zwałowych zlodowacenia warty (DUTKIEWICZ 1989).

WIEK I WYKSZTAŁCENIE OSADÓW BIOGENICZNYCH

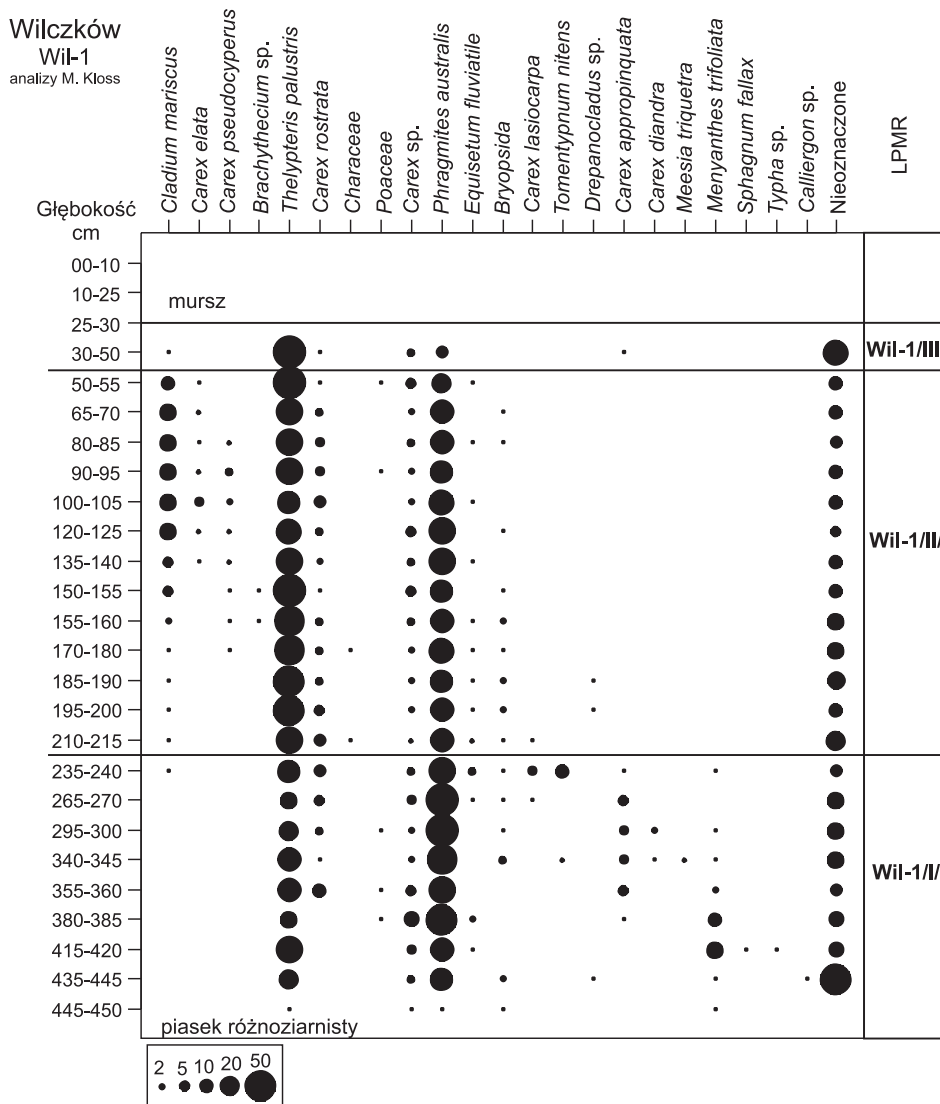
Zapis sukcesji roślinnej w osadach biogenicznych torfowiska Wilczków

Złoże torfów Wilczków jest jednym z największych w regionie łódzkim. Dokumentację złoża oparto jednak na 32 sondowaniach i trzech wierceniach, gdzie stwierdzono głównie torfy trzcinowe i w zachodniej części olchowe. W latach 2007–2009 wykonano około 300 sondowań, głównie w zachodniej, mniej przekształconej części torfowiska (FORYSIAK 2012). Udokumentowana miąższość torfu sięga 5 m, a w ich podłożu nie stwierdzono w zasadzie osadów limnicznych, a jedynie cienkie, kilkucentymetrowe wkładki zamulonego, rozłożonego torfu. W podłożu osadów biogenicznych zaznaczają się dwa podłużne przegłębienia, równoległe do osi doliny (FORYSIAK 2012; PŁÓCIENNIK i in. 2015). W przegłębieniu przebiegającym wzdłuż południowej krawędzi torfowiska (Ryc. 4), w jego najgłębszej części, pobrano rdzeń osadów Wil-1 ($\varphi = 51^{\circ}56'20,3''N$; $\lambda = 18^{\circ}53'16,6''E$). Osady biogeniczne mają w tym profilu miąższość 4,50 m. Ich bezpośrednie podłoże stanowił piasek gruboziarnisty pochodzenia fluwialnego. Cały profil zbudowany jest z torfów podobnego pochodzenia – są to torfy turzycowe i turzycowo-trzcinowe, w stropowej części silnie rozłożone.

W analizowanym profilu wyróżniono trzy lokalne poziomy makroszczałków roślinnych (LPMR) odpowiadające kolejnym stadiom przemian roślinności (Ryc. 5).

Wil-1/I/ (głębokość 445–215 cm) *Carex-Menyanthes-Thelypteris-Phragmites* LPMR; Warstwę budują torfy turzycowe, turzycowo-trzcinowe o stopniu rozkładu 35–60%. Wiek próby osadu z głębokości 400–405 cm oceniono na 9510 ± 150 lat BP (MKL-560). W pionierskim zbiorowisku, które zapoczątkowało procesy torfotwórcze, obok obecności turzyc ustalono występowanie *Menyanthes trifoliata*, *Phragmites australis* oraz *Thelypteris palustris*. W najwcześniejszej fazie siedlisko odznaczało się znacznym podtopieniem i umiarkowaną trofią. W miarę rozwoju roślinności, w składzie zbiorowisk zwiększył się udział turzyc, wśród których istotniejszą rolę odgrywały prawdopodobnie *Carex rostrata* i *Carex appropinquata*. W małej ilości występowały mchy brunatne. Pod koniec omawianego etapu z fitocenoz ustąpiły *Menyanthes trifoliata*, *Carex appropinquata*, *Carex diandra* oraz *Carex lasiocarpa*.

Wil-1/II/ (głębokość 215–50 cm) *Carex-Cladium-Phragmites-Thelypteris* LPMR; Warstwę tę budują również torfy turzycowe i turzycowo-trzcinowe. Ich stopień rozkładu waha się od 30% do 50%. Próbę torfu z głębokości 210–215 cm, reprezentującą początek etapu II, wydatowano na 6340 ± 80 lat BP (MKL-996). Dominującym składnikiem zbiorowisk roślinnych wciąż były *Phragmites australis* i *Thelypteris palustris*.



Ryc. 5. Skład botaniczny torfów w profilu Wilczków

Fig. 5. Wilczków peatland. Botanical composition of peat

Stale występowała *Carex rostrata*. Na podkreślenie zasługuje pojawienie się *Cladium mariscus*. W warstwie od 155 cm do 50 cm udział kłoci wiechowatej był znaczący. Na 5550 ± 100 lat BP (MKL-559) oznaczono wiek próby torfu pochodzącej z głębokości 90–95 cm. W rozwijających się wówczas na torfowisku szuwarach występowały obok *Phragmites australis*, *Thelypteris palustris*, *Cladium mariscus*, także turzyce *Carex rostrata*, *Carex pseudocyperus* i *Carex elata*. Obecność w *Cladium mariscus*, *Thelypteris palustris*, *Carex pseudocyperus* świadczy, iż rozwój fitocenozy odbywał się w warunkach silnego podtopienia i dopływu wód względnie bogatych w węglan wapnia.

Wil-1/III/ (głębokość 50–30 cm) *Carex-Phragmites-Thelypteris* LPMR; Warstwę budują nadal torfy turzycowe i turzycowo-trzcinowe o stopniu rozkładu 45%, ale z wyraźną przewagą szczątków paproci. Z fitocenoz ustąpiła *Cladium mariscus*. W składzie botanicznym istotny udział miały *Thelypteris palustris* i *Phragmites australis*. Wycofanie się kłoci wiechowatej może wskazywać na początek wzrostu zakwaszenia siedliska.

W górnej części profilu Wil-1 (30–0 cm) występuje warstwa grubogruzełkowego murszu, wytworzonego z torfu turzycowego.

Analiza palinologiczna profilu Wilczków

Materiał pyłkowy w całym profilu Wil-1 cechuje się niską frekwencją pyłku i złym stanem jego zachowania. Udokumentowane w spągu utwory mineralno-organiczne oraz zalegający na nich torf turzycowo-mszysty (4,50–4,25 m) na podstawie analizy pyłkowej zaliczono do okresu allerödu. Powyżej (4,25–4,05 m), wyróżniono kolejny poziom pyłkowy, korelowany z młodszym dryasem. W okresie tym znacznie wzrósł udział pyłku roślin zielnych, przy spadku udziału turzycowatych i roślin siedlisk wilgotnych. Kolejną, bardziej rozbudowaną część profilu stanowił zapis okresu preborealnego (4,0–3,15 m). Suma pyłku AP przekroczyła w nim 90%, niewielki był udział pyłku turzycowatych, podobnie jak roślin wilgociolubnych. Warstwę z głębokości 3,15–2,50 m charakteryzuje zanik obecności pyłku turzycowatych, utrzymuje się jednak dość wysoki udział roślin siedlisk bagiennych. Odcinek ten skorelowano z okresem borealnym, ale możliwa jest silna redukcja, a nawet przerwa w sedimentacji torfu. Zalegająca powyżej seria torfów powstała w okresie atlantyckim lub częściowo w subborealnym, a precyzyjne wyznaczenie przełomu tych okresów na podstawie danych palinologicznych jest trudne. Zalegająca powyżej warstwa torfu była w znacznym stopniu przesuszona, co wpłynęło na jego przydatność interpretacyjną, przyjmując jednak można, że stropowa próbka pochodzi już z okresu subatlantyckiego.

Zapis sukcesji roślinnej w osadach biogenicznych torfowiska Kopanicha

Miąszość osadów biogenicznych w obrębie torfowiska Kopanicha sięga 3,8 m. Jest ona silnie zróżnicowana, co przy stosunkowo wyrównanej powierzchni wskazuje na znaczne deniwelacje podłoża torfowiska (FORYSIAK 2012). Przegłębienia, w których miąszość torfu przekracza trzy metry, mają postać wydłużonych obniżen o szerokości około 25–30 m. Ułożone są głównie w pobliżu zachodniego skraju torfowiska. Poza przegłębieniami miąszość serii biogenicznych wynosi około 1,5 m. Torf zalega bezpośrednio na piaszczystym podłożu, a jedynie w największych przegłębieniach występują cienkie (kilkucentymetrowe) wkładki gytii. Szczegółowej analizie poddano rdzeń Kop-1 (Ryc. 4), gdzie podłoża zwartej serii biogenicznej stanowiły piaski drobno- i średnioziarniste, z wkładkami torfów i spiaszczonej gytii. Zawartość substancji mineralnej osiąga w nim około 10%. Wiek próby pobranej z głębokości 336–339 cm, pochodzącej z osadu podścielającego pokład torfów, określono na 7430 ± 110 lat BP (MKL-556).

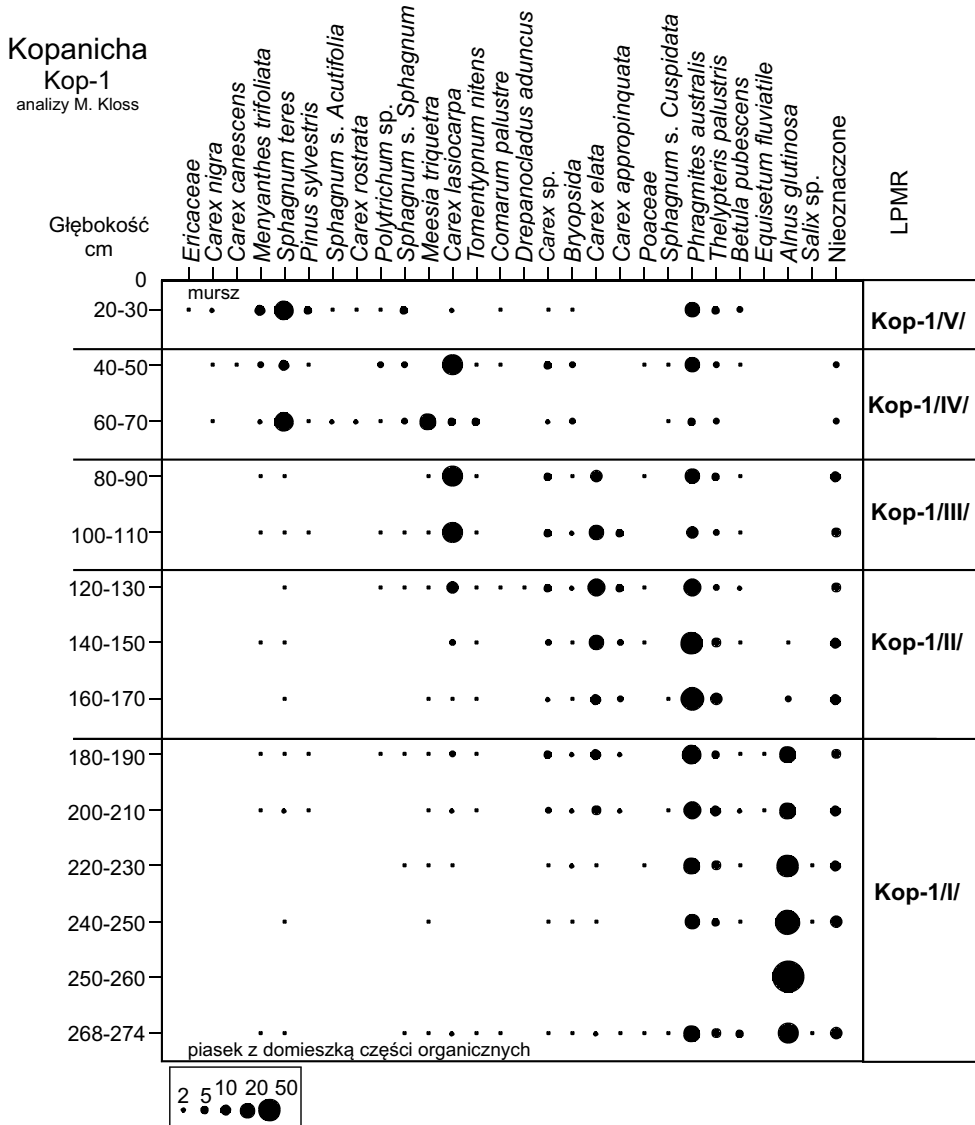
W profilu torfowym Kopanicha 1 (Kop-1) wyróżniono pięć lokalnych poziomów makroszczątków roślinnych. Są one zapisem sukcesji roślinnej i wyznaczają zasadnicze etapy rozwoju roślinności torfowiska (Ryc. 6).

Kop-1/I/ (głębokość 274–180 cm) *Alnus* LPMR; Warstwę spagową budują torfy olesowe, olchowe o wysokim stopniu rozkładu, od 50% do 60%. Zbiorowiskiem inicjującym proces akumulacji torfów był bagienny las z dominacją *Alnus glutinosa*. Zbiorowisko to wkroczyło na obszar wypłyconego mułami starorzecza, po ustąpieniu regularnych zalewów. *Betula pubescens* stanowiła stałą, niedużą domieszkę. W składzie florystycznym fitocenozy, obok drzew, obecne były m.in. *Phragmites australis*, Polypodiales (*Thelypteris palustris*) oraz *Carex elata*, *Carex lasiocarpa*. Faza rozwoju zbiorowiska olsowego w typie *Ribeso-Alnetum* trwała do pierwszej połowy okresu subborealnego. W bilansie wodnym torfowiska dominowały wody gruntowe zasilane mało intensywnymi wyciekami od strony brzegu wysoczyzny. Siedlisko było umiarkowanie zabagnione. Od głębokości 220 cm zaznaczył się stały wzrost poziomu wód gruntowych o czym świadczy wzrost obecności *Phragmites australis* i turzyc *Carex elata*, *Carex lasiocarpa* przy spadku udziału *Alnus glutinosa*.

Kop-1/II/ (głębokość 180–120 cm) *Carex-Phragmites* LPMR; Tę warstwę budują torfy turzycowe i turzycowo-trzciniowe. Ich stopień rozkładu wynosi 40–45%. Początek drugiego etapu przypadł na wczesny okres subborealny (PAWŁOWSKI i in. 2012). Uruchomienie dopływu z wyższych poziomów wodonośnych wysoczyzny spowodowało wzrost uwodnienia siedliska. Ze zbiorowisk roślinnych ustąpiły drzewa. Badany fragment torfowiska opanowały fitocenozy *Carex elata-Phragmites australis*, które można identyfikować z subfosylnym zespołem *Caricetum elatae* (KLOSS 1993, 2005, 2007). Z dużą obfitością występowała trzcina pospolita. Stałym składnikiem pokrywy roślinnej były turzyce *Carex elata*, *Carex appropinquata* i *Carex lasiocarpa* oraz *Thelypteris palustris*. Zasilanie wodami dopływającymi od strony wysoczyzny było stabilne. Napływające wody odznaczały się dużą zasobnością w związki mineralne. Siedlisko było silnie podtopione.

Kop-1/III/ (głębokość 120–80 cm) *Carex elata-Carex lasiocarpa* LPMR; W tym odcinku stwierdzono torfy mechowiskowe i turzycowo-mszyste. Ich stopień rozkładu waha się od 35% do 45%. Na 3840 ± 100 lat BP (MKL-554) oznaczono wiek próby torfu pochodzącej z głębokości 117–120 cm. Wyróżniającą cechą florystyczną tego poziomu jest dominacja *Carex lasiocarpa* i duży udział *Carex elata*. Zbiorowisko reprezentowało żyźniejsze skrzydło subfosylnego syntaksonu *Caricetum lasiocarpae* (KLOSS 1993, 2005, 2007). Stałym i obficie występującym składnikiem wśród roślin była *Phragmites australis*. Na torfowisku zaznaczył się początek stopniowego spadku zasobności wód docierających do jego powierzchni. Rozwój roślinności związany był z siedliskiem silnie podtopionym. Rozpoczął się proces przechodzenia torfowiska na podsiąkową gospodarkę wodną. Analiza wieku próby torfu z głębokości 93–98 cm dała wynik 3340 ± 50 BP (MKL-619).

Kop-1/IV/ (głębokość 80–40 cm) *Sphagnum-Carex lasiocarpa* LPMR; Warstwę budują torfy mszarne przejściowe i torfowcowo-turzycowe o stopniu rozkładu 30%. Próbę torfu z głębokości 63–60 cm, wydatowano na 3190 ± 70 lat BP (MKL-618). W bilansie



Ryc. 6. Skład botaniczny torfów w profilu Kopanicha

Fig. 6. Kopanicha peatland. Botanical composition of peat

wodnym torfowiska wyraźnie zwiększyła się rola wód opadowych. Następstwem było pogłębiające się zakwaszenie siedliska i rosnące jego ubóstwo. Fakt ten potwierdza wzrost udziału w składzie zbiorowisk roślinnych torfowców *Sphagnum* sp. oraz ustąpienie *Carex elata*. Na torfowisku występowały m.in. *Carex lasiocarpa*, *Carex nigra*, *Carex canescens*, *Menyanthes trifoliata*, *Phragmites australis*. Domieszkę stanowiły mchy *Meesia triquetra*, *Tomentypnum nitens*. Zbiorowisko roślinne reprezentowała

uboższa, torfowcowa postać subfosylnego syntaksonu w typie *Caricetum lasiocarpae* (KLOSS 1993, 2005, 2007).

Kop-1/V/ (głębokość 40–20 cm) *Pinus-Phragmites-Sphagnum* LPMR; Tę warstwę buduje torf przejściowy, zaroślowy o stopniu rozkładu 40%. Pojawienie się zarośli z *Pinus sylvestris* i *Betula pubescens* było reakcją na spadek poziomu wód torfowiskowych. Siedlisko pozostało kwaśne i stosunkowo mało zasobne. Na powierzchni bagna występowały fitocenozy *Pinus-Phragmites-Sphagnum*, z dominującym udziałem *Sphagnum teres* i *Phragmites australis*. Zbiorowisko w swojej sukcesji zmierzało ku uboższemu siedliskowo fitocenozom lasu bagiennego ze związku *Alnion glutinosae*.

W wierzchniej warstwie profilu Kop-1 (20–0 cm) występuje mursz wytworzony z torfu przejściowego.

Analiza palinologiczna profilu Kopanicha

Analizą objęto rdzeń Kop-1 o miąższości 3,80 m, wyniki były już publikowane (FORYSIAK i in. 2011a; FORYSIAK 2012; PAWŁOWSKI i in. 2012). W dolnej części profilu, gdzie badano próbki z osadów mineralno-organicznych, stwierdzono bardzo niską frekwencję pyłku, zaś w warstwach między 3,30–3,00 m oraz 2,40–2,20 m nie odnotowano jego obecności. Wydzielono pięć lokalnych poziomów pyłkowych:

- Kop-1 (3,80–1,90 m) – zaznaczyły się w nim dwa okresy spadku sumy pyłku drzew, ze stosunkowo wysokim udziałem roślin siedlisk wilgotnych. Poziom skorelowano z okresem atlantyckim;
- Kop-2 (1,90–1,25 m) – ukazuje bardzo wysoki udział sumy pyłku drzew i spadek udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych, ze sporadycznie pojawiającymi się wskaźnikami gospodarki ludzkiej; poziom ten skorelowano ze starszą częścią okresu subborealnego;
- Kop-3 (1,25–0,65 m) – charakteryzował się stopniowym spadkiem sumy pyłku drzew (ponad 70%) i wyraźnym udziałem roślin związanych z gospodarką człowieka, także zbóż; odnotowano niską frekwencję pyłku roślin siedlisk wilgotnych (poza *Sphagnum*), które są składnikiem formowanego w tym etapie torfu mechowiskowego;
- Kop-4 (0,65–0,15 m) – zanotowano ponownie wzrost sumy pyłku drzew, przy spadku wskaźników gospodarczej działalności człowieka i nieznacznym wzroście udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych; poziom Kop-4 zaliczono także do okresu subborealnego;
- Kop-5 (0,15–0,00 m) – cechował się znacznym udziałem pyłku zbóż i innych roślin, świadczących o gospodarce ludzkiej, pojawił się też pyłek roślin wodnych, co wynika prawdopodobnie z powstania zbiorników poeksploatacyjnych w tej części torfowiska; poziom ten skorelowano z okresem subatlantyckim (okres nowożytny).

Osady biogeniczne torfowiska Bęczkowice

Torfowisko Bęczkowice cechuje się niezbyt miąższą serią osadów biogenicznych. Średnio wynosi ona około 1,5 m. Osady te badano pod kątem przydatności do

eksploatacji. W dokumentacji złoża określono je jako torf trzciniowy, o niezbyt dużej popielności. W południowej części złoża stwierdzono torf trzciniowy, przykryty przez trzciniowo-mszysty, a w części środkowej – przez mszysto-trzciniowy. W części północnej odnotowano ponownie torf trzciniowy (FORYSIAK 2012). Największą miąższość osadów biogenicznych, sięgającą 2,7–2,9 m, udokumentowano w osiowej strefie doliny, w południowej części złoża (Ryc. 4). Ku północy seria osadów biogenicznych jest coraz cieńsza (do około jednego metra). Jedynie w północno zachodniej części torfowiska, miąższość osadów ponownie dochodzi do 2,0 m (FORYSIAK 2012). Na potrzeby analiz paleoekologicznych pobrano w części południowej torfowiska profil B-1 ($\varphi = 51^{\circ}11'05,5''N$; $\lambda = 19^{\circ}42'44,6''E$).

Dla osadów torfowiska nie została wykonana analiza makroszczątków roślinnych, charakterystyki profilu dokonano na podstawie opisu rdzenia torfu i pobranych próbek do podstawowych analiz fizykochemicznych. Na profil B-1 składają się:

- gytia detrytusowa (2,90–2,75 m), w dolnej części silnie piaszczysta; popielność osadu z głębokości 2,80 m wynosiła 35,3%, a wiek radiowęglowy utworu z głębokości 2,82–2,85 m wynosi $12\,430 \pm 110$ lat BP (MKL-895);
- torf turzycowy (2,75–2,15 m), dość dobrze rozłożony, ze szczątkami trzcin (35–40%); popielność, z powodu licznych wkładek piaszczystych, była znaczna i wyniosła 27,5–40,3%; wiek próbki torfu z głębokości 2,50 m określono na $12\,450 \pm 140$ lat BP (MKL-617), a więc podobnie jak zalegających niżej i wyżej osadów;
- torf turzycowo-mszysty (2,15–1,50 m); popielność była znacznie niższa (sięga 9,4%), niż w warstwie poniżej, obniżył się też stopień rozkładu; datowanie próbki ze spagu warstwy (2,12–2,15 m) dało wynik $12\,340 \pm 110$ lat BP (MKL-894)
- torf trzciniowy (1,50–0,95 m), z udziałem szczątków turzyc i drewna; o znacznym stopniu rozkładu (50–55%) i niskiej popielności;
- torf turzycowo-trzciniowy (0,95–0,70 m), silnie rozłożony (65%), o czarnej barwie i podwyższonej popielności (19–23,4%);
- torf turzycowy (0,70–0,30 m), cechujący się niewielkim stopniem rozkładu (30–35%) i niższą zawartością materii mineralnej (10,7–13,5%);
- mursz (0,30–0,00 m).

Analiza palinologiczna profilu Bęczkowiec

Analizą objęto osady profilu B-1, jego dwumetrowy odcinek, bez stropowej części. W spagowym odcinku profilu (2,90–2,60 m) znaczny był udział roślin zielnych (do 15%), pyłku roślin wilgotnych siedlisk oraz roślin wodnych i glonów *Pediastrum*, w tej warstwie zanotowano także najwyższy w całym profilu udział pyłku turzyc. W górnej części uwidocznił się spadek udziału roślin zielnych (nawet do 5%), niższy był też odsetek pyłku roślin siedlisk wilgotnych. Odcinek ten skorelowano z okresem böllingu, co potwierdzają cytowane powyżej wyniki datowania osadów. Odcinek profilu z głębokości 2,40–2,15 m wskazuje znaczny spadek sumy pyłku drzew, wahania udziału pyłku turzycowatych i roślin siedlisk wilgotnych (przy braku pyłku roślin wodnych i minimalnej frekwencji glonów). Skorelowano go z ochłodzeniem starszego

dryasu. Kolejna warstwa (2,15–2,00 m), z niższym udziałem pyłku roślin zielnych i wodnych oraz zielenic *Pediastrum*, powstała prawdopodobnie w okresie ocieplenia alleröd. W odcinku z głębokości 2,00–1,80 m ponownie mniejszy jest udział pyłku drzew oraz odsetek roślin siedlisk wilgotnych, a także turzyc. Skorelowano go roboczo z ochłodzeniem młodszego dryasu. W wyższej części profilu (1,80–0,90 m) wysoki jest już udział pyłku drzew i krzewów, stwierdzono niewielki udział roślin zielnych, przy wysokim udziale pyłku roślin siedlisk wilgotnych i początkowo wysokim, ale obniżającym się udziale turzycowatych. Tę część profilu pyłkowego powiązano z wczesnym holocenem (okresem preborealnym). W górnej części profilu zachował się fragmentaryczny zapis mezoholocenu i być może neolocenu.

Osady biogeniczne torfowiska Mianów

Wypełnienie misy torfowiska Mianów tworzą wyłącznie torfy. Największa ich miąższość (1,9–2,0 m) występuje w obrębie przegłębienia – paleomeandra, przebiegającego bezpośrednio wzdłuż wschodniego i północno-wschodniego skraju torfowiska, przy krawędzi terasy wysokiej. Ku zachodowi, jak i ku południowej części torfowiska, grubość pokrywy torfowej maleje do około 1,0 m. Miejscami wzrasta do 1,3–1,5 m (w obniżeniach powierzchni podtorfowej, które można wiązać z kopalnymi korytami). W zachodniej części obiektu pokład torfów jest jeszcze cieńszy (0,3–0,6 m) i wykazuje wysoki stopień rozkładu, a jego stropowa warstwa jest silnie przesuszona i zmruszała. Do szczegółowych badań uzyskano rdzeń Mi-1, z wiercenia położonego w miejscu maksymalnej miąższości osadów biogenicznych, we wschodniej części torfowiska. Jego profil zawiera:

- utwór torfiasty (1,98–1,70 m) – silnie piaszczysty, ze szczątkami turzyc; zawiera tylko około 10% materii organicznej i cechuje się odczynem obojętnym;
- torf olesowy (1,70–1,00 m) – w spągowej części jest silnie zamulony i wykazuje znaczny stopień rozkładu (H-6); ku stropowi zawartość substancji organicznej wzrastała (91,5%); próbka materiału z głębokości 1,41 m została wydatowana na 7620 ± 120 lat (MKL-558), co wskazuje na atlantycki wiek utworu;
- torf trzcinowo-turzycowy (1,00–0,70 m) – charakteryzuje się parametrami fizykochemicznymi zbliżonymi do zalegającego poniżej. Próbka materiału pobrana z jego stropu (z głębokości 0,71 m) wydatowana została na 4930 ± 110 lat BP (MKL-557);
- torf turzycowy z udziałem szczątków trzcin (0,70–0,00 m) – zawartość materii organicznej nieco spada (do 73–86%), podobnie jak wartość odczynu; w górnej części wyższy jest też stopień rozkładu.

Ekspertyza palinologiczna osadów rdzenia Mi-1 wykazała, iż dolną część piaszczystego utworu torfowego można wiązać z chłodnymi warunkami i przejściem do ciepłego okresu, zapewne do holocenu. Osady złożone powyżej (1,3–0,75 m) cechują się ponad 90% udziałem sumy AP i można przypisać im wiek preborealny. Następnie zidentyfikowany jest hiatus, obejmujący prawdopodobnie okresy borealny i atlantycki. Stropowy odcinek można skorelować z okresami subborealnym i subatlantyckim.

ROZWÓJ TORFOWISK NA TLE PALEOGEOGRAFII REGIONU ŁÓDZKIEGO

Zaprezentowane cztery torfowiska (Wilczków, Mianów, Kopanicha i Bęczkowice) położone w regionie łódzkim, ukształtowane zostały w dolinach rzecznych. Jednak jak wykazują szczegółowe analizy mis podłódzkich torfowisk, oparte o większą ilość stanowisk (FORYSIAK 2012), wśród torfowisk o położeniu dolinnym stwierdzić można misy uformowane zarówno wyłącznie przez procesy fluwialne, jak też takie, gdzie formy fluwialne były modyfikowane przez procesy eoliczne czy termokrasowe. Pomimo podobnych zmian regionalnych warunków kształtujących rzeźbę fluwialną (TURKOWSKA 1988, 2006), misy opisywanych torfowisk powstały w różnym czasie, a trwałe zatorfienie, którego zapis rekonstruowany jest w spągowych seriach torfowych, także następowało asynchronicznie. Nieco inaczej przebiegała także ewolucja torfowisk.

Najstarszą spośród czterech analizowanych formą, stanowiącą misę torfowiska, jest dno doliny Balin-Chropy, gdzie rozwinęło się torfowisko Wilczków. Nastąpiło to dzięki wyłączeniu doliny z systemu rzecznego, w wyniku wcięcia stref korytowych Warty i Neru na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu (TURKOWSKA 1988, 2006; FORYSIAK 2005, 2012). Na dnie odciętego w ten sposób fragmentu doliny, która stanowiła drogę (być może jedną z kilku) przepływu wód Neru, pozostały koryta, przebiegające w przybliżeniu równoległe do stoków doliny, w których stagnowała woda albo odbywał się epizodycznie odpływ wód zasilających obszar doliny. Zarówno w obrazie kopalnego dna doliny pod osadami biogenicznymi, jak i w zachodniej części doliny nie wypełnionej torfami nie stwierdzono śladów meandrowego układu koryt, który zarówno w dolinie Neru jak i Warty funkcjonował już na początku böllingu (TURKOWSKA 1988, 2006; FORYSIAK 2005), ówczesne dna tych dolin zostały na tyle obniżone, że tranzyt wód Neru przez omawianą dolinę stał się niemożliwy. Bezpośrednie podłoże osadów biogenicznych stanowi piasek z dużym udziałem substancji organicznej, której wiek określony został na alleröd. Trwała akumulacja osadów biogenicznych w postaci cienkiej warstewki zamulonego torfu i następnie torfu turzycowiskowego nastąpiła w młodszej części allerödu.

Podobnie jak w przypadku torfowiska Wilczków, także torfowisko Bęczkowice zajmuje całe dno doliny Luciąży. Jego rozwój był możliwy również po ukształtowaniu się dna dolinnego po etapie erozji z przełomu plenivistulianu i późnego vistulianu (TURKOWSKA 1988, 2006; WACHECKA-KOTKOWSKA 2004), który doprowadził do rozcięcia poziomu obecnej terasy nadzalewowej. Jej elementy zachowały się jedynie fragmentarycznie, największy płat znajduje się na północ i zachód od torfowiska, gdzie współczesne dno doliny zwęża się do poniżej 100 m i pozbawione jest już pokrywy torfowej. Misę torfowiska stanowi więc odcinek doliny rzecznej, z aktywną współcześnie rzeką. Odcinek ten pokrywa się ze strefą rowu tektonicznego, a Trzepnica, gdzie znajduje się wspomniane zwężenie leży już na północ od strefy uskoków ograniczających rów tektoniczny od północy (KURKOWSKI, POPIELSKI 1991). Trudno na obecnym etapie ściśle identyfikować aktywność tektoniczną z funkcjonowaniem torfowiska, ale prace z obszaru otoczenia Gór Świętokrzyskich, wskazują na predyspozycję do powstawania torfowisk w dolinach przecinanych strukturami tektonicznymi

(por. SOŁTYSIK 2000, 2002). W wyniku badań geologicznych w obrębie kopalnego dna doliny udokumentowano przegłębienia, które mogą być opuszczonymi korytami rzeki albo obniżeniami innej genezy. Zbyt mała szczegółowość prac nie pozwoliła jednak na zrekonstruowanie przebiegu tych koryt i ich kształtu. Obecność gytii w spągu serii torfowej świadczy o stagnowaniu wody w takim przegłębieniu, które z czasem zajęło torfowisko. Zarówno datowania radiowęglowe jak i sugestie wynikające z analizy pyłkowej wskazują, że mogło to nastąpić na przelomie najstarszego dryasu i böllingu. W świetle dokonanego przeglądu torfowisk regionu łódzkiego (FORYSIAK 2012) przyjąć można, że jest to jeden z najwcześniej zatorfionych obiektów.

Torfowisko Kopanicha leży, jak już wspomniano, w dolinie Rawki, w obrębie poziomu niskiej terasy nadzalewowej, zajmując część doliny, gdzie aktywne procesy fluwialne odbywały się w późnym vistulianie. Krawędź erozyjna jaka ogranicza torfowisko od zachodu nosi ślady podcinania przez koryto rzeki meandrującej. Również rekonstrukcja ukształtowania misy torfowiska pod osadami biogenicznymi ukazuje przegłębienia o kształtach paleomeandrów (FORYSIAK 2012). Rzeki z meandrami wielkopromiennymi funkcjonowały w okresie późnego vistulianu (TURKOWSKA 1988, 2006). Takie kopalne paleomeandry udokumentowano także w dolinie Rawki (KOBOJEK 2000). Funkcjonowanie Rawki w obrębie misy torfowiska Kopanicha w holocenie, jak sugerowano wcześniej (PAWŁOWSKI i in. 2012) nie było możliwe, gdyż położenie hipsometryczne dna doliny w jest niższe niż w położenie stref łączących jego obszar z torfowiskiem. Poza tym parametry hydrauliczne paleomeandrów, stwierdzonych w dnie misy torfowiska są co najmniej kilkukrotnie większe niż holocenijskich meandrów Rawki, co wyklucza ich synchroniczne funkcjonowanie w tym samym cieku. Terasa niska w dolinach rzecznych regionu łódzkiego została rozcięta na przelomie młodszego dryasu i holocenu (TURKOWSKA 1988, 2006; FORYSIAK 2005) i w wyniku tej fazy erozyjnej powstała misa torfowiska Kopanicha. Zalegające w podłożu piaski z materiałem organicznym formowały się jeszcze w początku okresu atlantyckiego. Nie są to jednak osady rzeczne Rawki, ale utwory powstające w odciętych starorzeczach, pochodzące z redepozycji materiału z rejonu krawędzi erozyjnej doliny lub z porzuconych form rzecznych, przez epizodyczne wody opadowe lub gruntowe, które wypływały w strefie podnóża krawędzi erozyjnej. Trwałe zajęcie obszaru przez torfowisko olesowe nastąpiło w okresie atlantyckim, co oznacza że torfowisko Kopanicha jest jednym z najmłodszych torfowisk regionu (FORYSIAK 2012).

Torfowisko Mianów położone jest w podobnej sytuacji morfologicznej i geologicznej jak torfowisko Kopanicha, także powstało w obszarze zespołu starorzeczy, związanych z meandrowym układem koryta Neru w późnym vistulianie. W tym przypadku jednak do zajęcia kopalnych starorzeczy przez torfowisko doszło wcześniej. Organiczno-mineralne utwory bezpośredniego podłoża torfowiska powstawały prawdopodobnie jeszcze w okresie młodszego dryasu, a wkroczenie torfowiska olesowego nastąpiło w okresie preborealnym.

Wszystkie z czterech analizowanych torfowisk można określić jako torfowiska paludyfikacyjne (TOBOLSKI 2000), w których zatorfieniu ulega bezpośrednio mineralne podłoże torfowiska, bez poprzedzającej fazy jeziora. Co prawda w badanym profilu

z Bęczkowic pod torfami występuje gytia, ale jest to sytuacja lokalna, osady jeziorne występują tylko w obrębie kopalnego koryta, poza korytami pod torfami ich nie stwierdzono (FORYSIAK 2012). W profilu osadów z Bęczkowic stwierdzono znaczną zmienność warunków wodnych, czego skutkiem jest następujący szereg sukcesyjny: gytia detrytusowa → torf turzycowy → torf turzycowo-mszysty → torf trzciniowy → torf turzycowo-trzciniowy → torf turzycowy → mursz. Wskazuje to na przewagę soligenicznego zasilania badanego rejonu torfowiska, z prawdopodobnym udziałem wód fluwiogenicznych i opadowych. Inną sekwencję udokumentowano w profilu z torfowiska Wilczków, cały profil Wil-1 buduje torf turzycowo-trzciniowy, z niewielkimi zmianami w składzie gatunkowym tworzących go roślin. Wskazuje to na jednorodne zasilanie – soligeniczne, udział innych źródeł zasilania (topogeniczne i opadowe) był zapewne niewielki. W przypadku torfowiska Kopanicha stwierdzono znaczną zmienność w sukcesji: torf olesowy → torf turzycowo-trzciniowy → torf turzycowo-mszysty → torf torfowcowo-turzycowy → torf zaroślowy. Wobec tego zakładać należy zmienność zasilania, początkowo obiekt zasilają wody gruntowe z udziałem powierzchniowych, przesiąkających lub spływających ze skarpy, następnie dominowało już zasilanie soligeniczne, a w dalszym etapie w rejonie badanego profilu coraz większe znaczenie miało zasilanie opadowe. W profilu z torfowiska Mianów sekwencja rozpoczyna się podobnie, ale dalsze etapy są inne: torf olesowy → torf trzciniowo-turzycowy → torf turzycowo-trzciniowy. W tym przypadku można mówić również o zdecydowanej przewadze zasilania soligenicznego, z pewnym udziałem wód topogenicznych. Podsumowując stwierdzić należy, że pomimo położenia torfowisk w dolinach rzecznych, peryferyczne położenie w stosunku do koryt rzecznych (Kopanicha, Mianów) powoduje niemal całkowitą izolację od wód rzecznych, w Bęczkowicach wody rzeczne mogły mieć okresowo pewien wpływ na funkcjonujące siedliska, z pewnością duży w pobliżu koryta, ale malejący wraz z odległością od niego. Udział wód rzecznych w zasilaniu torfowiska Wilczków jest całkowicie wykluczony, o czym już wcześniej wspomniano.

PODSUMOWANIE

Przedstawione wyniki badań paleobotanicznych oraz warunki geologiczne i geomorfologiczne pozwalają na nakreślenie schematu rozwoju czterech badanych torfowisk. Funkcjonowanie torfowisk w regionie łódzkim już w najstarszym dryasie zostało udokumentowane dotychczas w dolinie Świętojanki (GOŹDZIK, KONECKA-BETLEY 1992), także początek akumulacji torfu w stanowisku Ner-Zawada wiązany jest z przełomem najstarszego dryasu i böllingu (FORYSIAK i in. 2010). Stanowiska te położone są w zagłębieniach termokrasowych, których misy były w tym czasie inicjowane. Początek akumulacji gytii i torfu już w tym okresie w torfowisku Bęczkowice nie jest więc wydarzeniem wyjątkowym. W okresie böllingu funkcjonowało tam torfowisko turzycowe, ale stosunkowo wysoki stopień rozkładu torfu oraz wkładki materiału mineralnego mogą świadczyć o wahaniach poziomu wody na torfowisku i być może wkraczaniu wód powodziowych na jego obszar. Okres allerödu uznany

został za jeden z optymalnych dla rozwoju torfowisk w regionie (FORYSIAK 2012), wówczas powstało wiele nowych torfowisk, a warunki środowiskowe (zwłaszcza wilgotnościowe) sprzyjały ich rozwojowi. W Bęczkowicach w badanym profilu na torfie turzycowym z początkiem allerödu zaczęła powstawać warstwa torfu turzycowo-mszystego. W spektrum pyłkowym zaznaczył się najwyższy odsetek pyłku roślin wodnych w całym profilu, przy wysokim udziale roślin bagiennych. Wskazuje to na wzrost poziomu wody w dolinie, prawdopodobnie przy zwiększonym udziale wody opadowej. W allerödzie zaznaczył się z pewnością wzrost poziomu wód gruntowych w dolinie Balin-Chropy, gdzie w badanym profilu torfowiska Wilczków rozpoczęła się akumulacja zamulonego torfu, a następnie zaczęło funkcjonować torfowisko turzycowo-trzcinowe, w warunkach silnego podtopienia siedliska. Okres młodszego dryasu na torfowiskach Wilczków i Bęczkowice zaznaczył się niewielkim przyrostem pionowym serii torfów, choć nie odnotowano zmiany rodzaju torfu, co można interpretować jako utrzymanie podobnego sposobu zasilania jak w poprzednim okresie. W spektrach pyłkowych zaznacza się spadek udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych. W misie torfowiska Mianów pojawia się zatorfienie, choć stwierdzony torf zawiera duży odsetek materiału mineralnego. Systemy rzeczne środkowej Warty i środkowego Neru wykazują znaczne tempo agradacji (FORYSIAK 2005, 2012), co prowadziło także do podniesienia poziomu wód gruntowych w obrębie ówczesnych den dolinnych.

Początek holocenu (okres preborealny) zaznaczył się w torfowisku Bęczkowice znacznym przyrostem masy torfu, początkowo odkładał się torf turzycowo-mszysty, a następnie trzcinowy. Podobnie w profilu z torfowiska Wilczków w okresie preborealnym odnotowano miększą warstwę torfu. Udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych na obu wymienionych torfowiskach wykazuje mniejszą wartość w środkowej części tego okresu. W okresie borealnym znacznie pogorszyły się warunki dla rozwoju omawianych torfowisk. W Bęczkowicach doszło do przerwania funkcjonowania torfowiska i prawdopodobnie przesuszenia złoża w badanym stanowisku. Na torfowisku Wilczków początkowo narastał torf turzycowo-trzcinowy, ale w środkowej części boreału doszło do przerwania tego procesu. Także na torfowisku Mianów brak w analizowanym profilu odcinka borealnego. Torfowisko Bęczkowice w okresie atlantyckim prawdopodobnie cechowało się nadal niskim poziomem wody, co nie sprzyjało przyrostowi masy torfowej. W Wilczkowie, w środkowej części okresu atlantyckiego, ponownie zaczął narastać torf turzycowo-trzcinowy, a siedlisko było podtapiane wodami bogatymi w węglan wapnia. Z początkiem tego okresu można prawdopodobnie mówić o podtapianiu misy torfowiska Kopanicha i wkroczeniu zbiorowiska olesowego, które w warunkach dość wysokiego poziomu wody funkcjonowało do początku okresu subborealnego. Następnie torfowisko przekształciło się w turzycowo-trzcinowe oraz turzycowo-mszyste (jeszcze w czasie trwania subboreału), co wywołane było większym dopływem wód gruntowych ze strony wysoczyzny, a potem wzrostem znaczenia wód opadowych. W tym samym czasie prawdopodobnie nie funkcjonowały aktywnie torfowiska Wilczków i Bęczkowice, ale na torfowisku Mianów mogło dojść do ponownego rozwoju roślinności torfotwórczej. Stan zachowania utworów stropowych partii badanych torfowisk jest zły, co wynika z melioracji i osuszenia torfowisk w ostatnim

stuleciu. Także eksploatacja torfu w otoczeniu badanych profili wpłynęła na zaburzenie przypowierzchniowych utworów. Stąd też torfowiska te nie są przydatne do analiz cech środowiska przyrodniczego w okresie subatlantyckim.

Badania wykonano w ramach projektu finansowanego z budżetu państwa pt.: „Geneza i ewolucja torfowisk dolinowych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia” (N N306 276735) zrealizowanego w latach 2008–2011.

Summary

LATEGLACIAL AND HOLOCENE SEDIMENTS OF SOME VALLEY PEATLANDS IN THE ŁÓDŹ REGION IN RELATION TO PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES

The article presents the results of geomorphological, geological and palaeobotanical studies conducted in four valley peatlands in the Łódź region. The study area is dominated by valley peatlands. The most numerous group are basins developed under condition of fluvial processes. The peatlands occur within active river valleys, as well as on terraces and in inactive river valleys.

The Wilczków peatland is located in the inactive river valley. The peatland may be classified as a valley fen. It was mainly fed by soligenic waters. Formation of the peat horizon in the river valley occurred in the Younger Dryas. The sedge peatland functioned until the end of the Atlantic, when the process was interrupted. Peat-forming vegetation returned to the studied part of the peatland again in the Subatlantic Period.

The Mianów peatland is located on the terrace of Ner river valley, and is classified as a valley fen. This wetland was fed by soligenic, and partially by fluviogenic waters. Peat development in the oxbow lake occurred at the end of the LateWeichselian. The fen functioned in the Preboreal. After a relatively long break, growth of peat mass occurred again in the Subboreal and Subatlantic.

The Kopanicha peatland is located in Rawka river valley. The object can be classified as a valley fen. The peatland was fed by soligenic waters. Peat development in the oxbow lakes occurred at the beginning of the Atlantic period, and peat growth lasted until the modern times, but with interruptions in the Atlantic and Subatlantic.

The Bęczkowice peatland is located in Luciąża river valley, is the biggest one. This peatland is defined as a valley fen, with patches of a transitional. The object was fed by soligenic, and partially by fluviogenic and precipitation waters. Overdeepenings within the valley bed became limnic accumulation reservoirs already at the beginning of the Late Weichselian. Then they were subjected to peat formation together with the entire area of the valley floor. Peat sedimentation was interrupted at the beginning of the Atlantic. The peatland developed again in the Subatlantic.

Biogenic accumulation in the studied basins, located in the river valleys, does not enable continuous sediment growth as they are dependent on changing dynamics of fluvial processes, which means that the registered growth of biogenic sediments is not synchronous in these valley peatlands. Objects which are fed by groundwater and located in inactive valleys, can also show changeable intensity of biogenic sediments growth.

LITERATURA

- BALWIERZ Z., FORYSIAK J., KITTEL P., KLOSS M., LAMENTOWICZ M., PAWŁOWSKI D., TWARDY J., ŻUREK S., 2009. Zapis wpływów antropogenicznych w osadach torfowiska Żabieniec na tle jego rozwoju w holocenie [w:] L. DOMAŃSKA, P. KITTEL, J. FORYSIAK, (red.), Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji środowiska. Środowisko-Człowiek-Cywilizacja, tom 2. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 329–345.

- BRZEZIŃSKI M., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bolimów. PIG, Warszawa.
- DOMBROVSKAYA A. V., KORENIEVA M. M., TYUREMNOV S. N., 1959. Atlas rastitelnykh ostatkov vstrechajemykh v torfie. Gosud. Energ. Izd. Moskva-Leningrad.
- DUTKIEWICZ L., 1992. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parzęczew. PIG, Warszawa.
- FORYSIAK J., 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.* **90**: 1–116.
- FORYSIAK J., 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.* **99**: 1–164.
- FORYSIAK J., KAMIŃSKI J., 2011. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Uniejów. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- FORYSIAK J., MICHALSKA-HEJDUK D., 2004. Changes of the Wilczków peat-bog under long-term anthropo-pressure [w:] L. WOLLEJKO, J. JASNOWSKA (red.), *The Future of Polish mires*. Wyd. Akad. Rolniczej Szczecin: 213–218.
- FORYSIAK J., OBREMSKA M., TWARDY J., 2011. Records on anthropogenic environmental changes in small river valleys in the vicinity of Łowicz (Central Poland): their significance for the reconstruction of Late Holocene settlement tendencies. *Bull. Geogr. – Physical Geogr. Series*, s. 4: 7–20.
- FORYSIAK J., KLOSS M., ŻUREK S., 2012. Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna torfowiska Wilczków. *Studia Limnologica et Telmatologica* **6**(2): 95–101.
- GROSSE-BRAUCKMANN G., 1972. Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe I. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. *Telma* **2**: 19–55.
- GROSSE-BRAUCKMANN G., 1974. Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe II. Weitere Reste (Früchten und Samen, Moose u.a.) und ihre Bestimmungsmöglichkeiten. *Telma* **4**: 51–117.
- GROSSE-BRAUCKMANN G., 1986. Analysis of vegetative plant macrofossils. [w:] E. B. Berglund (red.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester: 591–618.
- GROSSE-BRAUCKMANN G., STREITZ B., 1992. Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe III. Fruchte, Samen und einige Gewebe (Fotos von fossilen Pflanzenesten). *Telma* **22**: 53–102.
- JEWTUCHOWICZ S., 1970. Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Prace Geogr. IG PAN* **85**: 79 ss.
- JUGGINS S., 2012. Rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version 0.7-3. (<http://cran.r-project.org/package=rjoja>).
- KAC N. J., KAC S. V., KIPIANI M. G., 1965. Atlas i opredielitel plodov i siemian vstriečajushchikhsja v chertviertichnykh otlozheniyach SSR. Izd. Nauka, Moskva.
- KAC N. J., KAC S. V., SKOBIEJEVA J. J., 1977. Atlas rastitelnykh ostatkov v torfach. Izd. Nedra, Moskva.
- KIELTYK P., KLOSS M., 2014. Zastosowanie metod numerycznych do interpretacji zmian roślinności subfosalnej w badaniach torfowisk wysokich. [w:] J. ROMANOWSKI, P. MATYJASIAK (red.), *Biologia XXI wieku nowe kierunki badawcze*. Wydawnictwo Uniwersytetu Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Warszawa: 75–96.
- KŁATKOWA H., CZYŻ J., FORYSIAK J., 2007. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Szadek. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- KLOSS M., 1993. Differentiation and development of peatlands in hollows without run-off on young glacial terrains. *Pol. Ecol. Stud.* **19**: 115–219.
- KLOSS M., 2005. Identification of subfossil plant communities and palaeohydrological changes in a raised mire development. *Monogr. Bot.* **94**: 81–116.

- KLOSS M., 2007. Roślinność subfossylna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach. Instytut Badawczy Leśnictwa, Sękocin Stary, 141 pp.
- KLOSS M., 2008. Analysis of plant macrofossils in palaeobotanical studies of mires. [w:] J. UCHMAŃSKI (red.), Theoretical and applied aspects of modern ecology. Wydawnictwo Uniwersytetu Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Warszawa: 31–44.
- KLOSS M., ŻUREK S., 2005. Geology of raised mire deposits. *Monogr. Bot.* **94**: 65–80.
- KOBOJEK E., 2000. Morfogenez doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.* **77**: 1–157.
- KRAJEWSKI K., 1977. Poziomy terasowe w pradolinie Warszawsko-Berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi. *Acta Univ. Lodz. Zesz. Nauk. UŁ, Nauki Mat.-Przyr., ser. II* **5**: 99–108.
- KURKOWSKI S., POPIELSKI W., 1991. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Gorzkowice. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa: 1–63.
- LAMENTOWICZ M., BALWIERZ Z., FORYSIAK J., PŁÓCIENNIK M., KITTEL P., KLOSS M., TWARDY J., ŻUREK S., PAWLYTA J. 2009. Multiproxy study of anthropogenic and climatic changes in the last two millennia from a small mire in central Poland. *Hydrobiologia* **631**: 213–230.
- MANGERUD J., ANDERSON S. T., BERGLUND B. E., DONNER J. J., 1974. Quarternary stratigraphy of Norden a proposal for terminology and classification. *Boreas* **3**(3): 109–128.
- MAUQUOY D., VAN GEEL B., 2007. Plant macrofossil methods and studies, Mire and peat macros. [w:] S. A. Elias (red.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier: 2315–2336.
- MIREK Z., PIĘKOŚ-MIRKOWA H., ZAJĄC A., ZAJĄC M., 2002. Flowering plants and pteridiophytes of Poland a checklist. Biodiversity of Poland, 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków, 442 pp.
- OCHYRA R., ŻARNOWIEC J., BEDNAREK-OCHYRA H., 2003. Census catalogue of Polish mosses. Biodiversity of Poland 3. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków, 372 pp.
- 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.
- PŁÓCIENNIK M., KRUK A., FORYSIAK J., PAWŁOWSKI D., MIANOWICZ K., ELIAS S., BORÓWKA R., KLOSS M., OBREMSKA M., COOPE R., KRĄPIEC M., KITTEL P., ŻUREK S., 2015. Fen ecosystem responses to water-level fluctuations during the early and middle Holocene in central Europe: a case study from Wilczków, Poland. *Boreas* [in press].
- SOŁTYSIK R., 2000. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach* **4**: 109–112.
- SOŁTYSIK R., 2002. Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Prace Inst. Geogr. AŚ w Kielcach* **9**: 1–126.
- TOBOLSKI K., 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum geobotanicum* 2. PWN, Warszawa, 508 pp.
- TURKOWSKA K., 2006. Geomorfologia Regionu Łódzkiego. Wyd. UŁ: 1–237.
- TURKOWSKA K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.* **57**: 1–157.
- TWARDY J., ŻUREK S., FORYSIAK J., (red.) 2010. Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań.
- WACHECKA-KOTKOWSKA L., 1996. Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie rozwoju doliny Luciąży. *Acta Geogr. Lodz.* **71**: 259–274.
- WACHECKA-KOTKOWSKA L., 2004. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geogr. Lodz.* **86**: 1–161.

- WALANUS A., NALEPKA D., 2010. Calibration of Mangerud's boundaries. *Radiocarbon* **52**(4): 1639–1644.
- ŻUREK S., 1987. Złóża torfowe Polski na tle streftorfowych Europy. *Dok. Geogr.* **4**: 1–84.
- ŻUREK S., 1990. Związek procesów zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski. *Rocz. Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie* **220**: 1–174.
- ŻUREK S., 2006. Katalog rezerwatów przyrody na torfowiskach Polski. Wyd. AŚ, Kielce: 1–288.

SKŁAD CHEMICZNY OSADÓW BAGIENNYCH Z MARTWEJ DOLINY BALIN-CHROPY (STANOWISKO WILCZKÓW, PRADOLINA WARSZAWSKO-BERLIŃSKA)

RYSZARD K. BORÓWKA¹, JULITA TOMKOWIAK¹, DANIEL OKUPNY²,
JACEK FORYSIAK³, BARTOSZ BIENIEK¹

A d r e s y a u t o r ó w: 1 – Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii i Paleogeografii, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin, e-mail: ryszard@univ.szczecin.pl; 2 – Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, Zakład Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; 3 – Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

A b s t r a k t. Analizę geochemiczną przeprowadzono dla osadów organicznych z torfowiska Wilczków w południowej części pradoliny warszawsko-berlińskiej. Z profilu Wil-1, zlokalizowanego w środkowej części martwej doliny Balin-Chropy, pobrano do analiz geochemicznych 97 próbek osadów (do głębokości 4,94 m), reprezentujących 1-cm segmenty rdzenia. W próbkach tych oznaczono straty na prażeniu w temperaturze 550°C, informujące o zawartości materii organicznej oraz oznaczono pierwiastki o wymowie paleogeograficznej: Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn i metale ciężkie: Cu, Zn oraz zawartość węgla ogólnego, azotu ogólnego i siarki ogólnej. Stosując analizę skupień wydzielono osiem lokalnych poziomów geochemicznych (LGZ), różniących się istotnie pod względem składu chemicznego osadów. Dla serii osadów torfowych określono również związki korelacyjne pomiędzy analizowanymi metalami, a także materią organiczną oraz obliczonymi wskaźnikami geochemicznymi: Ca/Mg, Na/K, Na+K+Mg/Ca, Fe/Ca, Fe/Mn, Cu/Zn, pozwalających na rekonstrukcję warunków akumulacji analizowanych osadów. W toku analizy składowych głównych zidentyfikowano 12 głównych czynników, z których wybrano trzy pierwsze – PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 84,7% wariancji. Do czynników kształtujących skład chemiczny holocenicznych osadów organicznych w południowej części pradoliny warszawsko-berlińskiej zaliczono produktywność biologiczną ekosystemu torfowego, procesy denudacji chemicznej i mechanicznej w zlewni, warunki oksydacyjno-redukcyjne oraz zmiany poziomu wody na torfowisku.

S ł o w a k l u c z o w e: osady torfowe, mokradło torfotwórcze, martwa dolina rzeczna, geochemia, środkowa Polska

WPROWADZENIE

Torfowisko Wilczków, zajmujące znaczną część martwej doliny Balin-Chropy, łączącej doliny Neru i Warty, było w ostatnich latach przedmiotem szczegółowych badań geologicznych, geomorfologicznych, botanicznych i paleogeograficznych

(FORYSIAK, MICHALSKA-HEJDUK 2004; MICHALSKA-HEJDUK, FORYSIAK 2004; FORYSIAK 2012; FORYSIAK i in. 2012; KAMIŃSKI, FORYSIAK 2012). Obiekt ten stanowi jedno z większych mokradeł torfotwórczych w obrębie nie tylko pradoliny warszawsko-berlińskiej (OKUPNY, FORYSIAK 2009) ale i całego regionu łódzkiego (ŻUREK 2014). Powierzchnia torfowiska utrzymuje się na niemal stałej wysokości (około 114,5 m n.p.m.), zaś we wschodnim skraju łączy się z poziomem niskiej terasy nadzalewowej w dolinie Neru. Cechą charakterystyczną zatorfionej doliny jest asymetria stoków. Południowy stok jest dłuższy, w jego obrębie występuje więcej form denudacyjnych, północny jest krótki i niższy, z niewielkimi dolinkami denudacyjnymi. Wysokie położenie podłoża kredowego (na głębokości od 1 do 10 metrów) zostało udokumentowane w obrębie doliny Neru w rejonie Chropów (KAMIŃSKI, FORYSIAK 2012), w Bronowie na północnym stoku doliny (TWARDY i in. 2004) oraz w strefie połączenia martwej doliny Balin-Chropy z doliną Warty (KAMIŃSKI, FORYSIAK 2012). Badania geochemiczne osadów z torfowiska Wilczków wykonano dla profilu pobranych w osi przegłębienia przebiegającego wzdłuż południowej krawędzi martwej doliny (FORYSIAK 2012).

Celem tych badań jest nie tylko poznanie stratygraficznej zmienności składu chemicznego osadów bagiennych, lecz także próba rekonstrukcji warunków środowiskowych panujących podczas ich akumulacji w obrębie martwej doliny Balin-Chropy.

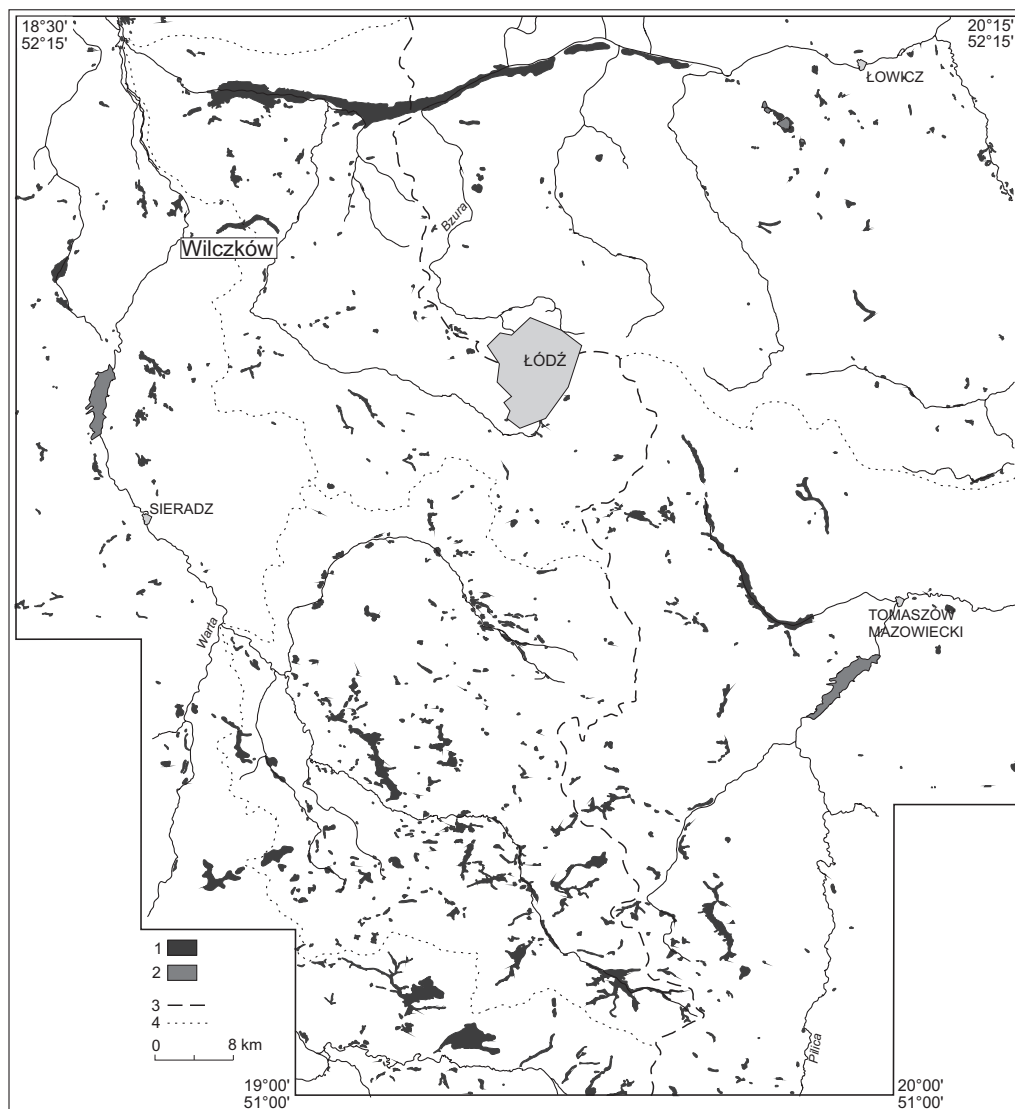
MATERIAŁY I METODY BADAŃ

Przedmiotem analizy geochemicznej jest profil osadów organicznych Wil-1, w którym wyróżniono następujące warstwy (FORYSIAK 2012):

- A. 0,00–0,25 – mursz
- B. 0,25–0,80 – torf turzycowy
- C. 0,80–1,25 – torf turzycowy z mchami i szczątkami drewna
- D. 1,25–2,15 – torf turzycowo-mszysty
- E. 2,15–3,40 – torf turzycowy z udziałem trzciny
- F. 3,30–4,45 – torf turzycowo-mszysty
- G. 4,45–4,50 – torf mszysty, zamulony
- H. 4,50–4,95 – piasek różnoziarnisty

Analizy geochemiczne wykonano dla 97 próbek osadów, które reprezentują 1-cm segmenty rdzenia, pobierane w interwale co 4 cm. Skład chemiczny tych próbek oznaczono stosując następujący tok analityczny, opisany między innymi przez BORÓWKĘ i TOMKOWIAK (2010):

- liofilizacja zamrożonych próbek – przy zastosowaniu liofilizatora typu Alpha 1-1 LD plus firmy Christ;
- mineralizacja roztartych próbek po przygotowaniu suchej naważki – poprzez prażenie w temperaturze 550°C do stałej masy;
- roztwarzanie próbek w mineralizatorze ultradźwiękowym (bomby teflonowe) przy użyciu stężonego kwasu azotowego z dodatkiem 2 ml 10% kwasu solnego oraz perhydrolu;



Ryc. 1. Położenie stanowiska Wilczków na tle torfowisk regionu łódzkiego

Fig. 1. Location Wilczków site against the peatlands of Łódź Region

- w uzyskanym roztworze oznaczanie zawartości Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn oraz Pb metodą spektrometrii absorpcji atomowej na urządzeniu SOLAAR 969 firmy Unicam.

Wyniki oznaczeń poszczególnych pierwiastków przedstawiono w przeliczeniu na 1 gram suchej masy osadu. Obliczono również szereg wskaźników geochemicznych (Ca/Mg, Na/K, Na+K+Mg/Ca, Fe/Ca, Fe/Mn, Cu/Zn), pozwalających na rekonstrukcję warunków akumulacji analizowanych osadów.

Tabela 1. Wyniki oznaczeń wieku radiowęglowego próbek osadów z profilu Wil-1 [wg FORYSIAKA (2012) oraz PŁÓCIENNIK i in. (2015)]

Table 1. Radiocarbon dates from Wil-1 peat core (after FORYSIAK 2012 and PŁÓCIENNIK et al. 2015)

L.p.	Głębokość (cm)	Rodzaj datowanego osadu	Wiek (lata ^{14}C BP)	Zakres wieku (lata kal. BP)*	Mediana i dyspersja wieku (lata kal BP)	Numer lab.
1.	39	torf turzycowy	5210 ± 90	6175–5900	6038 ± 138	MKL-994
2.	91	torf turzycowy	5550 ± 100	6450–6220	6335 ± 115	MKL-559
3.	150	torf turzycowy	6170 ± 100	7240–6940	7090 ± 150	MKL-995
4.	210	torf turzycowy	6340 ± 80	7410–7170	7290 ± 120	MKL-996
5.	240–243	torf turzycowy	8480 ± 100	9545–9415	9480 ± 75	MKL-1642
6.	265–267	torf turzycowy	8330 ± 100	9470–9140	9305 ± 165	MKL-1643
7.	302	torf turzycowy	8320 ± 90	9460–9145	9302 ± 158	MKL-570
8.	340	torf turzycowy	8880 ± 90	10180–9820	10000 ± 180	MKL-997
9.	403	torf turzycowo-mszysty	9510 ± 150	11090–10595	10842 ± 248	MKL560
10.	439	torf turzycowo-mszysty	9710 ± 140	11245–10790	11018 ± 228	MKL-998

* kalibracja z prawdopodobieństwem 68,2% (wg PŁÓCIENNIK i in. 2015)

Ponadto, dla omawianego stanowiska oznaczono także zawartość węgla ogólnego, azotu ogólnego i siarki ogólnej w odpowiednich naważkach suchego osadu, na urządzeniu VARIOMAX CNS firmy Elementar wg standardowej procedury. Wszystkie analizy zostały wykonane w laboratorium Geochemicznym Zakładu Geologii i Paleogeografii – Instytut Nauk o Morzu, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego.

W przypadku profilu Wil-1 oznaczono wiek radiowęglowy 10 próbek osadów (Tab. 1).

Ponadto, dla obszarów dolinnych regionu łódzkiego, określono wartości tła geochemicznego dla poszczególnych pierwiastków. Wartości te obliczono uśredniając wyniki oznaczeń zawartości poszczególnych pierwiastków dla osadów podłoża następujących torfowisk dolinnych: Bęczkowice, Kopanicha, Mianów oraz Wilczków. Uzyskane wyniki tła geochemicznego umożliwiły obliczenie współczynników koncentracji poszczególnych pierwiastków oraz ich miejsca w szeregu migracyjnym, zgodnie z procedurą zaproponowaną przez BORÓWKĘ (1992). Statystyczne opracowanie wyników analiz wykonano wykorzystując przede wszystkim program Microsoft Office Excel, a także program PAST – Paleontological Statistics (HAMMER, HARPER, RYAN 2001).

WYNIKI BADAŃ

Stratygraficzne zróżnicowanie składu chemicznego osadów

Wyniki badań składu chemicznego osadów przedstawiono w formie wykresów obrazujących zmienność zawartości materii organicznej, oznaczonych pierwiastków oraz obliczonych wskaźników geochemicznych w układzie stratygraficznym (Ryc. 2 i 3). Stosując analizę skupień wydzielono osiem lokalnych poziomów geochemicznych (LGZ), różniących się istotnie pod względem składu chemicznego osadów. Przeciętne wartości oznaczonych elementów geochemicznych w wyróżnionych poziomach oraz w całej serii utworów torfowych prezentuje tabela 2.

LGZ Wil-1/I, obejmujący spągowe próbki osadów mineralnych o miąższości 45 cm, jest wyraźnie dwudzielny. Na głębokości poniżej 475 cm występują osady pozbawione domieszki organicznej. Natomiast powyżej, do głębokości 440 cm, wzrasta nieco udział materii organicznej, a przede wszystkim rośnie skokowo zawartość sodu, potasu, żelaza, manganu, miedzi i cynku. W niewielkim również stopniu rośnie zawartość węgla, azotu i przede wszystkim siarki (Ryc. 2). W górnej części poziomu W-I można ponadto odnotować najwyższe wartości liczbowe stosunku Fe/Mn oraz Ca/Fe (Ryc. 3).

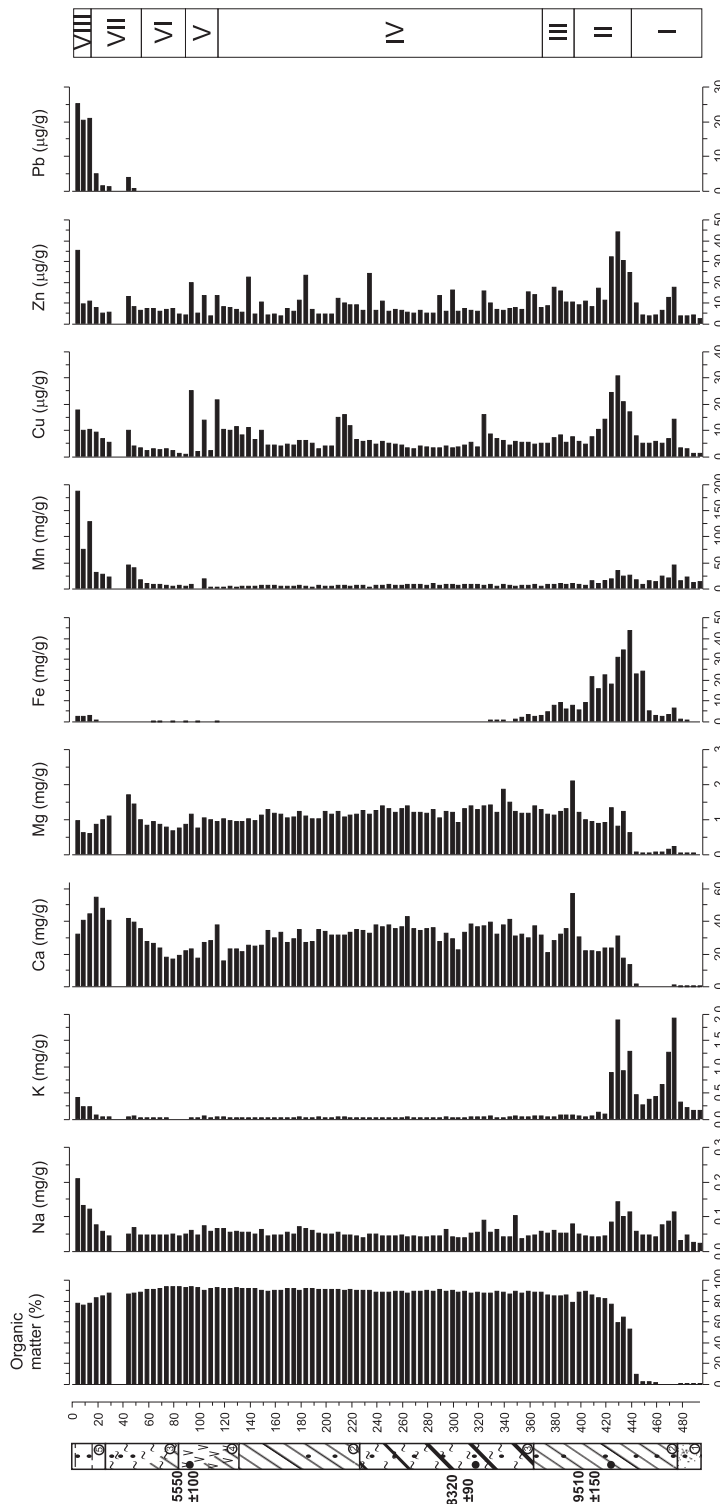
LGZ Wil-1/II obejmuje osady organiczno-mineralne występujące na głębokości od 395 do 440 cm. Jego dolna granica została wyróżniona na podstawie skokowego

Tabela 2. Wilczków rdzeń Wil-1 – przeciętna zawartość materii organicznej oraz wybranych pierwiastków w poszczególnych lokalnych poziomach geochemicznych oraz całej serii torfów (pogrubioną czcionką zaznaczono maksima średniej zawartości oznaczonych elementów)

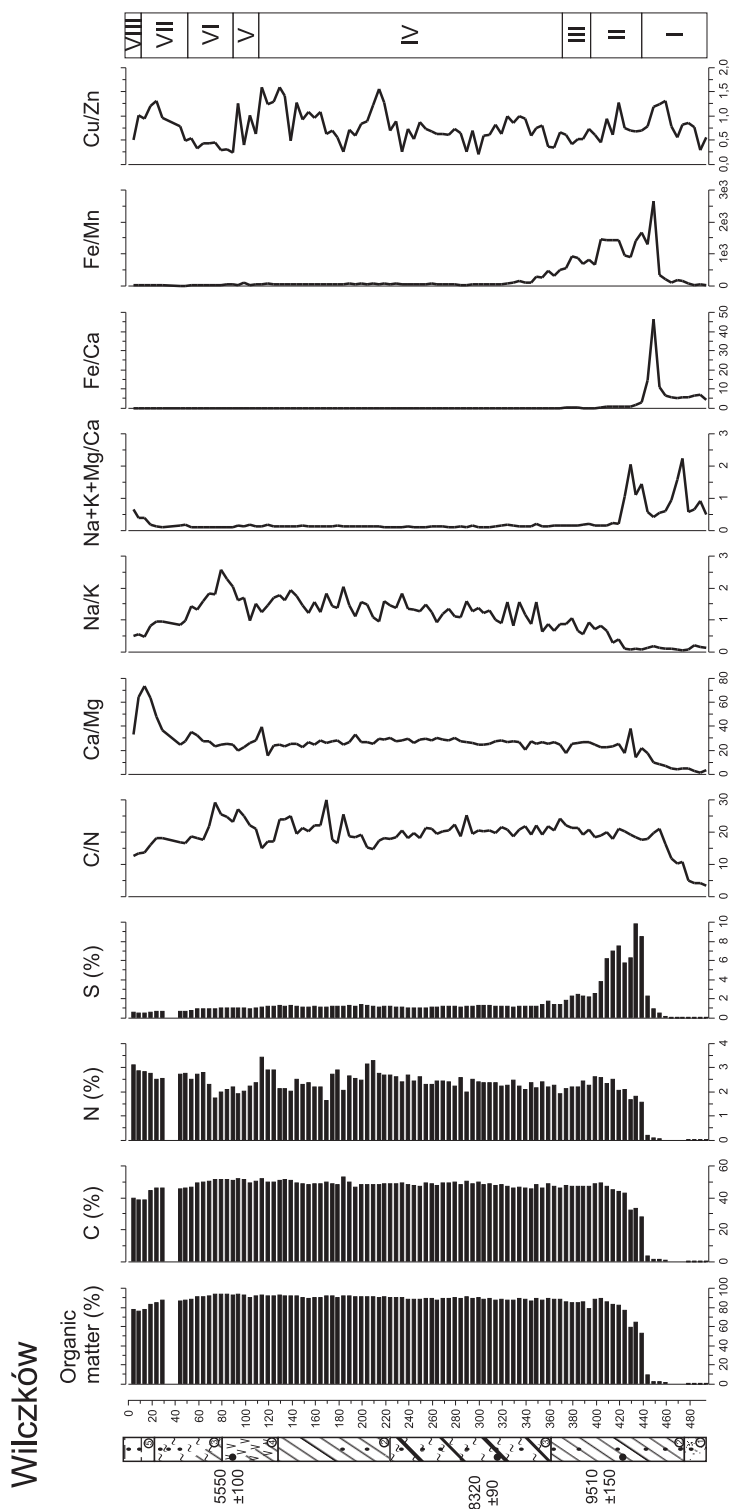
Table 2. Wilczków peatland, Wil-1 core – the average content of organic matter and selected metals in the each local geochemical levels and a all series of peat (maximum content of tagged components indicated in bold font)

LGZ	MO (%)	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb	N	C	S
		(mg/g)					(µg/g)				(%)		
VIII	73,13	0,15	0,31	39,27	0,74	2,81	130,8	12,86	18,84	22,19	2,94	39,04	0,56
VII	86,41	0,06	0,06	43,57	1,19	0,52	31,5	6,70	7,88	2,09	2,65	45,94	0,71
VI	92,78	0,05	0,03	22,04	0,83	0,22	7,6	2,36	6,44	> 1	2,28	50,77	1,01
V	91,67	0,06	0,04	26,89	1,06	0,30	6,0	8,93	9,81	> 1	2,38	50,10	1,18
IV	89,37	0,05	0,04	34,36	1,25	0,74	7,2	6,01	8,72	> 1	2,45	48,21	1,25
III	85,63	0,05	0,07	29,36	1,21	7,09	9,2	6,73	13,37	> 1	2,25	47,34	2,24
II	76,18	0,08	0,55	26,36	1,11	21,04	17,2	14,51	19,88	> 1	2,17	41,86	5,97
I	1,80	0,06	0,58	0,54	0,09	6,59	19,6	5,51	6,86	> 1	0,05	0,79	0,37
Torfy II-VIII	87,82	0,06	0,11	31,36	1,13	3,31	14,24	7,67	10,60	.	2,41	47,58	1,75

Wilczków



Ryc. 2. Diagram geochemiczny rdzenia Wil-1
Fig. 2. Geochemical diagram of the Wil-1 core



Ryc. 3. Pionowe zróżnicowanie wybranych wskaźników geochemicznych w osadach profilu Wil-1
 Fig. 3. Vertical differences in the selected geochemical parameters within the deposits of the Wil-1 core

wzrostu zawartości materii organicznej (od niecałych 20 do ponad 60%), a także innych pierwiastków takich jak: wapń, magnez, azot, węgiel i siarka. Podobnie jak poziom niższy, jest on również dwudzielny. W części dolnej (Wil-1/IIa), przy niższej zawartości materii organicznej obserwuje się wyraźnie wyższy udział Na, K, Fe, Cu i Zn. Ponadto, w profilu pionowym całego poziomu Wil-1/II obserwuje się stopniowy spadek zawartości żelaza, miedzi, cynku oraz siarki, co pozwala przypuszczać, że maleje tutaj ku górze udział siarczkowych form tych metali. Część górna omawianego poziomu (Wil-1/-IIb) odznacza się skokowym spadkiem koncentracji potasu i sodu. Analizując przebieg krzywych obrazujących zmiany stosunków ilościowych wybranych pierwiastków, w poziomie W-II zaznacza się stopniowy wzrost wartości Na/K oraz Ca/Mg, przy jednoczesnym spadku Fe/Mn oraz Fe/Ca (Ryc. 3).

LGZ Wil-1/III, o miąższości 25 cm, zaznacza się w profilu osadów stosunkowo słabo. Zwraca jedynie uwagę nieco podwyższona koncentracja żelaza miedzi i cynku (Tab. 3).

LGZ Wil-1/IV obejmuje największą miąższość osadów bagiennych, od 185 do 370 cm. W całym profilu notuje się tutaj wyrównaną zawartość materii organicznej, osiągającej średnio 89,4% (Tab. 2). W przypadku kilku pierwiastków stwierdzono brak wyraźniejszego pionowego zróżnicowania ich zawartości. Dotyczy to szczególnie potasu, manganu węgla i siarki, a także w znacznym stopniu żelaza, sodu i magnezu. Większe zróżnicowanie obserwuje się jedynie w przypadku wapnia, miedzi, cynku i azotu, co spowodowało, że w obrębie tego poziomu wyróżniono dodatkowo cztery sub-poziomy (Ryc. 2). Cechą charakterystyczną poziomu Wil-1/IV jest stopniowy

Tabela 3. Wilczków 1 – seria osadów torfowych. Wartości współczynników korelacji (r) oraz współczynników determinacji $R^2 > 0,5$ obliczone dla poszczególnych par pierwiastków

Table 3. Matrix of correlation (r) and high of determination coefficients (R^2) between the contents of organic matter and selected metals in deposits of the Wil-1 core

Wilczków-1 seria torfów (N = 86)												
r	Mo	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Zn	N	C	S
MO	1		0,77			0,74						
Na	-0,64	1					0,61					
K	-0,88	0,61	1			0,66			0,55			
Ca	-0,04	0,06	-0,17	1								
Mg	0,08	-0,23	-0,20	0,53	1							
Fe	-0,86	0,37	0,81	-0,31	-0,17	1						
Mn	-0,44	0,78	0,29	0,22	-0,22	0,13	1					
Cu	-0,56	0,57	0,67	-0,10	-0,08	0,54	0,30	1	0,58			
Zn	-0,64	0,63	0,74	-0,18	-0,07	0,60	0,39	0,76	1			
N	0,24	0,04	-0,32	0,38	0,04	-0,39	0,26	-0,05	-0,23	1		
C	0,96	-0,66	-0,82	-0,09	0,11	-0,77	-0,53	-0,53	-0,56	0,14	1	
S	-0,71	0,21	0,67	-0,39	-0,13	0,95	-0,01	0,49	0,53	-0,37	-0,62	1

wzrost wartości liczbowej stosunku Na/K, przy jednocześnie mało zróżnicowanym stosunku Ca/Mg (Ryc. 3).

LGZ Wil-1/V obejmuje warstwę osadów organicznych występującą na głębokości od 90 do 185 cm. W porównaniu z poziomem W-IV odznacza się przede wszystkim bardziej niespokojnym przebiegiem krzywej obrazującej stosunek C/N. Koncentracje większości elementów geochemicznych nie różnią się tym przypadku od średnich charakterystycznych dla poziomów sąsiednich (Tab. 2).

LGZ Wil-1/VI obejmuje warstwę torfów (55–90 cm), w obrębie której zanotowano najwyższą średnią zawartość materii organicznej – 92,8%. Jednocześnie notuje się tu najniższą koncentrację takich pierwiastków jak K (0,3 mg/g), Ca (22,04 mg/g), Fe (0,22 mg/g) oraz Cu (2,4 ppm). Niskie wartości osiąga tu stosunek Cu/Zn, a wysokie Na/K oraz C/N (Ryc. 3).

LGZ Wil-1/VII, występujący na głębokości od 17 do 55 cm, obejmuje warstwę torfów w obrębie której nieznacznie spada zawartość materii organicznej oraz węgla ogólnego (Ryc. 3). Rośnie natomiast udział wapnia, magnezu, manganu oraz miedzi. Obserwuje się tu także szybki wzrost wartości liczbowych stosunku Cu/Zn oraz Ca/Mg przy jednoczesnym spadku Na/K (Ryc. 3).

LGZ Wil-1/VIII, obejmujący górną część analizowanego profilu do głębokości 17 cm, odznacza się przede wszystkim najwyższym przeciętnym udziałem sodu, manganu, ołowiu i azotu (Tab. 3, Ryc. 6).

Związki korelacyjne

Dla serii osadów torfowych określono również związki korelacyjne pomiędzy analizowanymi metalami, a także materią organiczną oraz zawartością pierwiastków biofilnych (węgla, azotu i siarki). Wyniki analizy korelacji wielokrotnej przedstawia tabela 3.

Biorąc pod uwagę liczbę stopni swobody ($N = 86$), stwierdzono na podstawie rozkładu t Studenta, że powiązania statystycznie wysoce istotne (na poziomie 0,1%) istnieją dla współczynników korelacji wyższych od 0,35. W przypadku analizowanych metali, najwyższe wartości współczynników korelacji ($r > 0.6$) uzyskano dla następujących par metali: Na – K; Na – Mn; Na – Zn; K – Fe; K – Cu; K – Zn; Fe – Zn oraz Cu – Zn (Tab. 3). Jednakże tylko w przypadku relacji między sodem a manganem, potasem i żelazem, potasem i cynkiem oraz miedzią i cynkiem uzyskano współczynnik determinacji $R^2 =$ wyższy od 0,5. Oznacza to, że zmienność zawartości jednego z tych metali jest w około 50% wyjaśniona zmiennością drugiego.

W osadach bagiennych tego stanowiska zaznaczają się także silne ujemne związki korelacyjne pomiędzy materią organiczną a większością oznaczanych metali, oprócz wapnia i magnezu. Uwagę zwraca również wysoce istotny, ujemny związek między materią organiczną a siarką ogólną, a jednocześnie dodatnie współczynniki korelacji żelaza, potasu, miedzi i cynku z siarką ogólną. Wzbogacenie w wyżej wymienione składniki litogeochemiczne w badanych utworach związane jest z obecnością jonów siarczkowych w postaci trudno rozpuszczalnych siarczków. Pozytywną korelację między siarką ogólną a pierwiastkami sulfofilnymi udokumentowano także m.in.

Tabela 4. Wartości współczynników korelacji (r) i współczynników determinacji $R^2 > 0,5$ obliczone dla wybranych wskaźników geochemicznych (seria osadów torfowych)

Table 4. Matrix of correlation (r) and high of determination coefficients (R^2) between the selected geochemical parameters in deposits of the Mi-1 core

Wilczków – seria torfów (N = 86)						
r / R2	Ca/Mg	Na/K	Na+K+Mg/Ca	Fe/Ca	Fe/Mn	Cu/Zn
Ca/Mg	1					
Na/K	-0,20	1				
Na+K+Mg/Ca	0,05	-0,56	1	0,54		
Fe/Ca	-0,18	-0,56	0,74	1	0,64	
Fe/Mn	-0,25	-0,62	0,50	0,80	1	
Cu/Zn	0,19	0,10	-0,02	-0,02	0,08	1

w późnovistuliańskich osadach organogenicznych w Niechorzu na Pomorzu Zachodnim (CIEŚLA i MARCINIAK 1982). Generalnie zawartość siarki w profilu Wil-1 rośnie wraz ze wzrostem głębokości. Najwyższe wartości siarki w najgłębszych partiach torfowiska stwierdził także RYDELEK (2005) w dolinie rzeki Kurówki.

W przypadku wskaźników geochemicznych najwyższe dodatnie współczynniki korelacji oraz determinacji uzyskano dla par zmiennych (Tab. 4): wskaźnik erozji – Fe/Ca

Tabela 5. Procent wariacji dla poszczególnych składowych

Table 5. Percent variation for each component

Składowe główne	% całkowitej wariacji
1	41,39
2	30,18
3	13,18
4	4,69
5	3,39
6	2,28
7	2,02
8	1,06
9	0,85
10	0,53
11	0,42
12	0,02

Tabela 6. Korelacja zmiennych geochemicznych z trzema pierwszymi głównymi składowymi (czcionką pogrubioną wyróżniono najsilniejsze związki korelacyjne)

Table 6. Correlation of geochemical variables with three first principal component (bold of font marked the strongest correlations)

Zmienne geochemiczne	PC1	PC2	PC3
Mat. org.	0,90	0,35	-0,07
C	0,84	0,43	0,10
N	0,90	0,34	-0,10
S	-0,20	0,66	-0,64
Na	-0,34	0,70	0,54
K	-0,79	0,40	0,00
Ca	0,79	0,38	0,19
Mg	0,80	0,40	-0,11
Fe	-0,56	0,55	-0,50
Mn	-0,29	0,42	0,75
Cu	-0,29	0,79	-0,02
Zn	-0,30	0,84	0,00

oraz Fe/Mn – Fe/Ca. Stosunek Fe/Ca może odzwierciedlać zmiany związane ze stopniem natlenienia wód przydennych, w sytuacji gdy zbiornik jest dostatecznie głęboki, w którym mogą panować warunki meromiktyczne, sprzyjające redukcji związków Fe^{3+} przy jednoczesnym wytrącaniu się i opadaniu na dno węglanów (BORÓWKA 2007). Ponadto istnieją istotne ujemne związki korelacyjne pomiędzy Na/K a Fe/Ca, Fe/Mn i wskaźnikiem erozji (Tab. 4). W badanym profilu tylko na wybranych odcinkach ze wzrostem zawartości węgla rośnie zawartość azotu, tym samym współczynnik korelacji Pearsona wynosi zaledwie $r = 0,14$. Zupełnie inną sytuację (współczynnik korelacji Pearsona między C a N wynosi $r = 0,91$) udokumentowano w osadach biogenicznych w Żuchowie na Kujawach (STANGENBERG i in. 1957).

Analiza składowych głównych

Analizę składowych głównych (Principal components analysis – PCA) zastosowano dla zestawu dwunastu zmiennych geochemicznych (materia organiczna, C, N, S, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn). W toku analizy zidentyfikowano 12 głównych składowych, z których wybrano trzy pierwsze – PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 84,75% wariancji (Tab. 5).

Pierwsza składowa główna (PC1) jest silnie dodatnio skorelowana z udziałem materii organicznej, węgla ogólnego i azotu ogólnego, a także wapnia i magnezu, przy jednocześnie ujemnej korelacji z zawartością potasu (Tab. 6). Na tej podstawie można sądzić, że informuje ona z jednej strony o zmianach produktywności materii organicznej

oraz nasileniu denudacji chemicznej (dostawie wapnia i magnezu przez wody gruntowe), a z drugiej strony wskazuje na okresy zahamowania denudacji mechanicznej. A zatem procesy biogeniczne wraz z dostawą przez wody gruntowe wapnia i magnezu, wyjaśniające ponad 41% ogólnej zmienności geochemicznej analizowanych utworów (Tab. 5), odgrywały najważniejszą rolę w kształtowaniu składu chemicznego osadów ze stanowiska Wilczków.

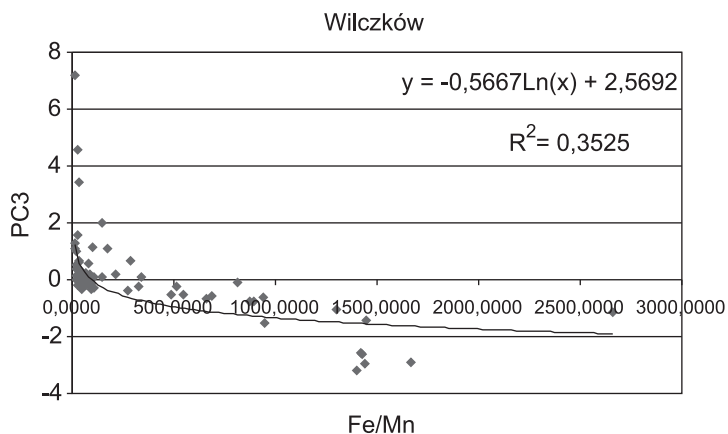
Składowa PC2, wyjaśniająca ponad 30% zmienności geochemicznej osadów (Tab. 5), jest silnie dodatnio skorelowana ze zmiennością zawartości cynku, miedzi i sodu (Tab. 6), a więc pierwiastków łatwo migrujących w środowisku epigenetycznym. Ich depozycja w osadach jest prawdopodobnie związana z okresami przesuszania torfowiska (BORÓWKA 1992). Zdaniem WOSZCZYKA i SPYCHALSKIEGO (2007) współwystępowanie tych pierwiastków można uznać za zjawisko powszechne, które wynika z sorbowania metali przez uwodnione tlenki żelaza, współwystępowania pierwiastków w skałach skorupy ziemskiej (zjawisko paragenezy mineralnej) oraz strącania siarczków metali w warunkach ograniczonego natlenienia.

Składowa trzecia (PC3), która wyjaśnia ok. 13% zmienności geochemicznej osadów (Tab. 5), jest silnie dodatnio skorelowana jedynie ze zmiennością zawartości manganu, a ujemnie z udziałem siarki (Tab. 6), co pozwala sądzić, że informuje ona o zmianach potencjału oksydacyjno-redukcyjnego podczas sedentacji torfu na tym stanowisku. Tezę tę wzmacnia związek korelacyjny pomiędzy stosunkiem Fe/Mn oraz składowej PC3 (Ryc. 4), wskazujący na utrzymywanie się ujemnych wartości tej składowej w okresach panowania bardzo wysokiego stosunku Fe/Mn, a zarazem dużego udziału siarki ogólnej (Ryc. 5). Zdaniem RYDELKA (2005) w warunkach silnie redukcyjnych, wynikających z nadmiernego uwilgotnienia i niedostatecznej ilości tlenu w środowisku osadotwórczym zachodzi proces gnicia, którego produktem może być właśnie siarkowodór. Prawdopodobnie obecność siarczków w obrębie torfu turzycowo-mszytego (głębokość 440–400 cm) doprowadziła do obniżenia odczynu osadów tej warstwy (por. FORYSIAK 2012). Podobna sytuacja została udokumentowana przez RYDELKA (2011) w obrębie złóż torfów niskich Wysoczyzny Lubartowskiej.

Stratygraficzną zmienność trzech głównych składowych, w nawiązaniu do wcześniej wyróżnionych lokalnych poziomów geochemicznych prezentuje rycina 6.

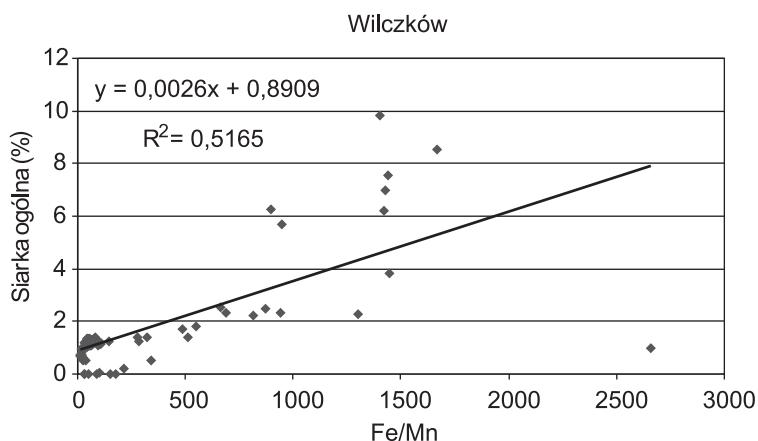
Zmiany koncentracji analizowanych metali w kontekście regionalnego tła geochemicznego

Biorąc pod uwagę fakt, że omawiane osady bagienne torfowiska Wilczków wypełniają znaczny odcinek martwej doliny (por. Ryc. 1), należy przypuszczać, że powstały one głównie w warunkach zasilania gruntowego. Z samego składu chemicznego osadów nie można jednak wnioskować bezpośrednio o intensywności i charakterze procesów odpowiedzialnych za zasilanie torfowiska, w tym także udziale denudacji mechanicznej i chemicznej (BORÓWKA 1992). Z tego też względu, posługując się procedurą opracowaną przez BORÓWKĘ (1992), dla każdego z pierwiastków obliczono współczynniki koncentracji, które po zsumowaniu umożliwiły określenie procentowego udziału wybranego metalu w szeregu migracyjnym.



Ryc. 4. Korelacja stosunku Fe/Mn ze zmianami wartości PC3

Fig. 4. Relation between coefficients Fe/Mn and PC3 values



Ryc. 5. Korelacja stosunku Fe/Mn ze zmianami zawartości siarki ogólnej

Fig. 5. Relation between coefficients Fe/Mn and content of total sulfur

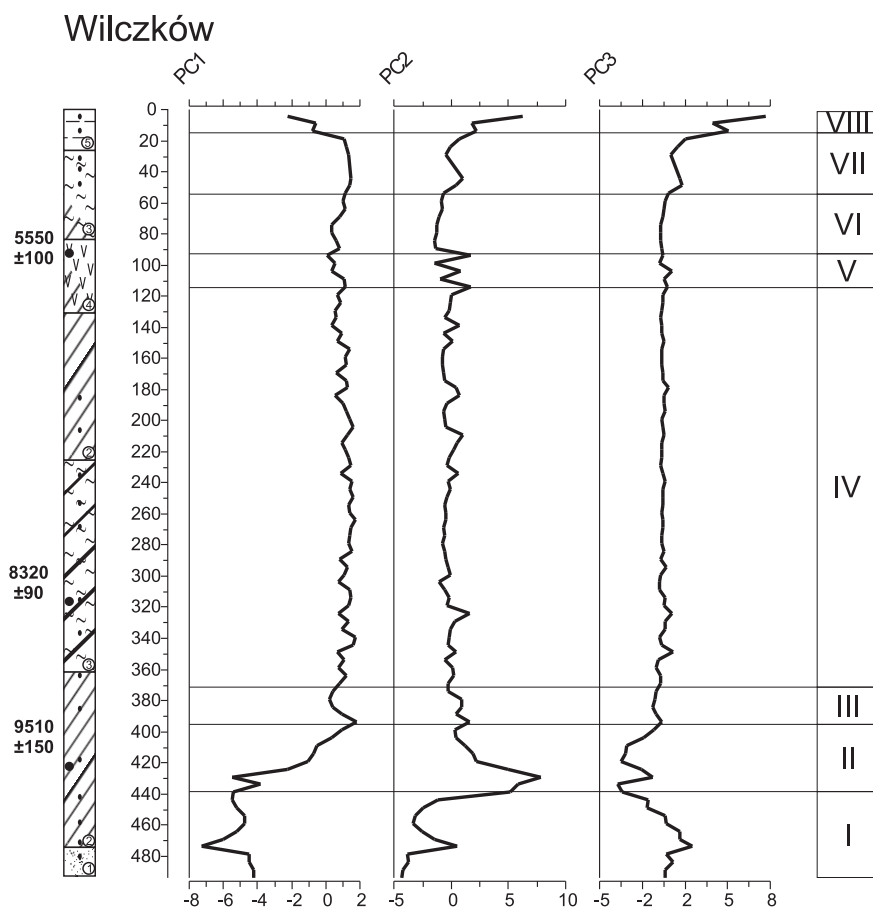
Dzięki zastosowaniu tej procedury w odniesieniu do średnich zawartości oznaczonych pierwiastków w wyróżnionych wcześniej lokalnych poziomach geochemicznych (Tab. 2), udało się stwierdzić i zobrazować (Ryc. 7), które z metali odznaczają się największą lub najmniejszą koncentracją w utworach bagiennych w konfrontacji z regionalnym tłem geochemicznym, a także w jaki sposób przedstawiają się względne relacje koncentracji tych metali w układzie stratygraficznym.

We wszystkich wyróżnionych poziomach osadów bagiennych analizowanego stanowiska, na pierwszym miejscu w szeregu migracyjnym znajduje się wapń, którego udział w szeregu migracyjnym zawiera się w przedziale od 80 do 90% (Ryc. 7). Jest to

pierwiastek łatwo migrujący wraz z wodami gruntowymi i tą drogą był dostarczany do basenu sedymentacji utworów bagiennych. Ponadto, w większości poziomów (oprócz II i VIII), drugie miejsce w szeregu migracyjnym zajmuje magnez, którego udział w osadach torfowych jest silnie skorelowany z zawartością wapnia (Tab. 3).

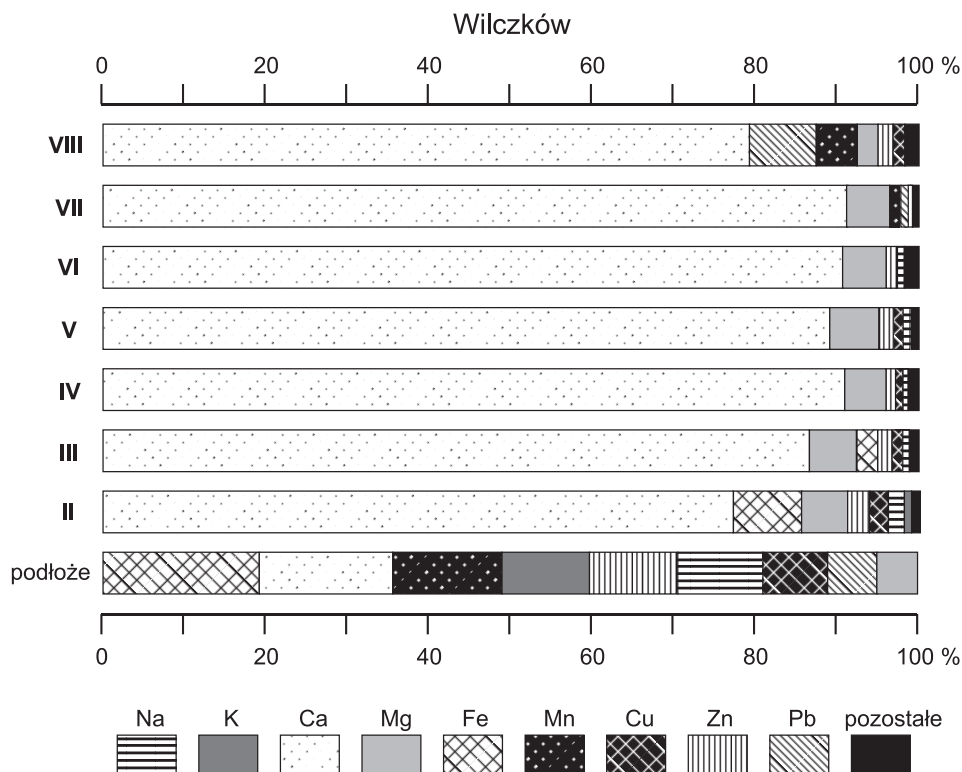
W poziomach geochemicznych Wil-1/II i Wil-1/III, na drugim i trzecim miejscu w szeregu migracyjnym znajduje się żelazo, które dostarczane wraz z wodami gruntowymi, wytrącało się w obecności siarki (Ryc. 3) w postaci siarczku żelaza. W tych dwóch poziomach, dość znaczące, czwarte miejsce w szeregu migracyjnym zajmuje również cynk.

W stropowych warstwach osadów torfowych (poziomy Wil-1/VII i Wil-1/VIII), trzecie miejsce w szeregu migracyjnym zajmuje mangan. Wcześniej jego znaczenie



Ryc. 6. Wykresy wartości składowych głównych oraz wydzielone poziomy geochemiczne w osadach profilu Wil-1

Fig. 6. Plots of principal components and the separated geochemical level in sediment of Wil-1 core



Ryc. 7. Pionowe zróżnicowanie wielkości współczynników koncentracji poszczególnych metali wyrażone w procentach sumy tych współczynników w osadach profilu Wil-1

Fig. 7. Vertical differences in concentration coefficients for particular metals, presented as per cent of sum of these coefficients in deposits of the Wil-1 core

było znikome. Natomiast w poziomie Wil-1/VIII, na bardzo znaczące, drugie miejsce w szeregu migracyjnym wysuwa się ołów (Ryc. 7), co potwierdza jego antropogeniczne pochodzenie.

DYSKUSJA I INTERPRETACJA UZYSKANYCH WYNIKÓW

Z wcześniejszych rezultatów badań stanowiska Wilczków wynika (FORYSIAK 2012; PŁOCIENNIK i in. 2015), że akumulacja torfów rozpoczęła się tutaj w okresie późnoglacialnym, na co wskazują nie tylko wyniki oznaczeń wieku radiowęglowego serii spągowej (Tab. 1), ale także analiza palinologiczna.

Początkowo, (LGZ Wil-1/I, reprezentujący okres pre-alleródzki) dominowała tutaj sedymentacja materii mineralnej, o czym świadczy niski udział strat na prażeniu, a jednocześnie wysoka koncentracja pierwiastków litofilnych, takich jak potas, a także w mniejszym stopniu sód (Ryc. 2). W tym czasie wysokie wartości uzyskuje wskaźnik

erozji, a niskie – wskaźniki denudacji chemicznej (Ca/Mg i Na/K). Skrajnie ujemne wartości są charakterystyczne dla składowej PC1 (Ryc. 6). Sedymentacja materii mineralnej odbywała się wówczas w warunkach subaeralnych, przy dobrym dostępie tlenu, a jednocześnie niskim zasilaniu podziemnym (bardzo niska koncentracja Ca), co świadczy o istnieniu w podłożu wiecznej zmarzliny. Niskie tempo akumulacji osadów (około 0,1 mm/rok) wiązać można właśnie z chłodniejszym klimatem, małym parowaniem i obecnością zmarzliny. To właśnie te czynniki odpowiedzialne są za niski przyrost osadów biogenicznych w wielu profilach torfowisk i jezior Polski (ŻUREK 1986).

Podczas *allerødu* i młodszego dryasu (Wil-1/II), wskutek degradacji zmarzliny wzrasta poziom wód gruntowych i rozpoczyna się sedentacja torfu turzycowo-mszystego. Panna wówczas warunki silnie redukcyjne, a w obecności siarkowodoru wytrącają się siarczki żelaza, cynku i miedzi. Świadczy o tym fakt, że metale te osiągają wówczas maksimum koncentracji (Ryc. 2), a jednocześnie są ściśle skorelowane z zawartością siarki ogólnej. W tym czasie istnieje jeszcze dość intensywna dostawa potasu związana z denudacją mechaniczną, ale zarazem rośnie udział wapnia i magnezu, dopływającego wraz z wodami gruntowymi. WzmóŜona akumulacja pierwiastków syderofilnych w późnym glacjale (*allerød* i młodszy dryas) znana jest również z innych torfowisk regionu łódzkiego, np. z Żabieńca (BORÓWKA, TOMKOWIAK 2010; FORYSIAK i in. 2010), Mianowa (BORÓWKA i in. 2014) oraz stanowisk Rąbień, Ługi i Podwódka (OKUPNY 2013). Zdaniem ŻURKA (1993) zasadniczą rolę w akumulacji tego typu utworów hydrogenicznych odgrywa zasilanie siedliska torfotwórczego wodami z głębszych warstw wodonośnych, często naporowych (soligeniczny typ zasilania).

Na początku preboreału (poziom Wil-1/III) zaznacza się jeszcze w dalszym ciągu nieco podwyższona koncentracja żelaza, cynku i siarki (Tab. 2) oraz bardzo wyraźny wzrost znaczenia wapnia w szeregu migracyjnym pierwiastków (Ryc. 7). W dalszej części preboreału, a także podczas boreału (dolna część poziomu Wil-1/IV do głębokości 220 cm) następuje wyraźna stabilizacja warunków środowiskowych. Wyraża się ona niewielkimi zmianami zawartości pierwiastków biofilnych (C, N i S – por. Ryc. 3), a także niską koncentracją potasu, sodu, żelaza i manganu, przy jednocześnie dość wysokim udziale wapnia i magnezu (Ryc. 2), a więc elementów dopływających obficie wraz z wodami gruntowymi. Udział w szeregu migracyjnym tych dwóch pierwiastków przekracza w tym czasie 95% (Ryc. 7). Zwraca również uwagę fakt, że przebieg krzywych obrazujących zmiany trzech głównych składowych jest w poziomie Wil-1/IV bardzo mało zróżnicowany (Ryc. 6). Jednakże na podstawie wyników oznaczeń wieku radiowęglowego, modelu wiek-głębokość oraz informacji wynikających z analizy szczątków Chironomidae i Cladocera (PŁÓCIENNIK i in. 2015) oceniono, że w przedziale głębokości 230–220 cm występują ślady znaczącego przesuszenia torfowiska oraz zatrzymania procesu sedentacji torfu turzycowego. Nieco powyżej, bo od głębokości 210 cm odnotowano wyraźnie wyższą koncentrację miedzi i cynku, a także azotu (Ryc. 2 i 3). Może to wskazywać na bioakumulacyjne wzbogacenie ww. elementów, związane z bardzo wyraźną zmianą prędkości akumulacji osadów bagiennych, która przez większość preboreału i boreału osiągała wysoką wartość ok. 1 mm/rok, a następnie znacząco spadła – szczególnie w okresie między 9100 a 7300 lat kal. BP

(PŁÓCIENNIK i in. 2015). Zmiana ta była zapewne uwarunkowana hydrologicznie. Na przełomie boreału i atlantyku (tj. ok. 9500 lat kal. BP – por. MICHCZYŃSKA i in. 2008) wzrasta bowiem wyraźnie temperatura powietrza w północnej i środkowej Europie (SEPPA i in. 2009), a wskutek intensywnego rozwoju zbiorowisk lasów liściastych rośnie również wielkość ewapotranspiracji. Sytuacja taka powoduje z jednej strony wyraźny spadek odpływu wód na tym terenie (ROTNICKI 1991; ROTNICKI i in. 1989), a jednocześnie przerwanie lub znaczące spowolnienie procesów torfotwórczych wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych, co znajduje potwierdzenie na wielu stanowiskach dolinnych osadów bagiennych w regionie Łódzkim (Forysiak 2012), a także w Wielkopolsce i na Kujawach (TOBOLSKI, OKUNIEWSKA-NOWACZYK 1989).

Górna część poziomu Wil-1/IV, od głębokości 210 do ok. 120 cm, to pod względem litologicznym torf turzycowo-mszysty, akumulowany podczas środkowego atlantyku. W utworach tych odnotowano stopniowy spadek ku górze zawartości wapnia, przy wzroście udziału miedzi i cynku (Ryc. 2), a także dość istotnych zmianach koncentracji azotu oraz stosunku C/N. Średnia prędkość akumulacji tych osadów była też dość wysoka, przekraczająca 1,2 mm/rok (PŁÓCIENNIK i in. 2015). Zmiana charakteru litologicznego torfu, a zwłaszcza wyraźny wzrost udziału mchów oraz zielenic (FORYSIAK 2012; PŁÓCIENNIK i in. 2015), przy jednoczesnym stopniowym spadku zawartości wapnia świadczy z jednej strony o zmniejszaniu się wpływu wód gruntowych na rozwój torfowiska, a z drugiej strony o wzroście znaczenia wód opadowych.

Poziomy Wil-1/V do Wil-1/VIII, związane z rozwojem torfowiska od schyłku okresu atlantyckiego oraz w subboreale i okresie współczesnym (FORYSIAK 2012, PŁÓCIENNIK i in. 2015), dokumentują zmiany warunków akumulacji osadów bagiennych, związane zarówno z bardziej ogólnymi przemianami klimatu jak i lokalnymi oraz regionalnymi wpływami antropogenicznymi. W poziomie Wil-1/V dochodziło najprawdopodobniej do okresowego przesuszania torfowiska, przy jednoczesnej antropopresji, na co wskazują: obecność makroszczałków drewna, duże wahania zawartości miedzi i cynku, a także przebieg krzywej obrazującej zmiany składowej PC2. Początek przeobrażeń środowiska przyrodniczego zlewni torfowiska Wilczków przypada na okres wczesnego neolitu (TWARDY i inni 2004). W poziomach Wil-1/VI, a zwłaszcza Wil-1/VII, osady torfowe zawierają rosnący udział wapnia i magnezu, a także niewielką, choć stopniowo wzrastającą koncentrację potasu, manganu, miedzi i cynku. Jednocześnie spada zawartość materii organicznej i węgla ogólnego. Torfowisko rozwija się wówczas w warunkach nieco wyższego poziomu wody, gdyż wzrasta udział roślinności bagiennej oraz zielenic (FORYSIAK 2012).

Poziom Wil-1/VIII, reprezentuje bliżej nieokreślony przedział czasu, podczas którego nastąpiło murszenie wcześniej złożonych osadów bagiennych. Zaznacza się tu przede wszystkim bardzo wyraźny, skokowy wzrost zawartości ołowiu oraz manganu, a w mniejszym stopniu również miedzi, cynku i żelaza, a także sodu i potasu. Spada natomiast zawartość wapnia i magnezu (Ryc. 2). Koncentracja ołowiu w analizowanej części profilu prawie pięciokrotnie przekracza średnią zawartość tego metalu obliczoną przez BOJAKOWSKĄ i LECHA (2008) dla torfów niskich z terenu Polski. Zgodnie z nomenklaturą stosowaną w badaniach geochemicznych (LIS, PASIECZNA 2001), opisywany skład chemiczny przypowierzchniowej warstwy utworów torfowych stanowi

przykład dodatniej anomalii geochemicznej. Proces murszenia torfu jest tu niewątpliwie związany z odwadnianiem terenu i prowadzeniem gospodarki łąkarskiej, a także dawną dość intensywną eksploatacją złoża torfowego (FORYSIAK 2012; FORYSIAK, MICHALSKA-HEJDUK 2004). W wyniku wtórnego rozkładu torfu, zaistniałym wskutek odwodnienia torfowiska, udział rozłożonej substancji bezpostaciowej (humusu) nawet czterokrotnie przekracza udział substancji nierozłożonej.

Badania wykonano w ramach projektu finansowanego z budżetu państwa pt.: „Geneza i ewolucja torfowisk dolinowych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia” (N N306 276735) zrealizowanego w latach 2008–2011.

Summary

CHEMICAL COMPOSITION OF BIOGENIC SEDIMENTS FROM THE FOSSIL RIVER VALLEY BALIN-CHROPY (WILCZKÓW PEATLAND, WARSAW-BERLIN GLACIAL VALLEY)

Wilczków peatland is located in central and eastern part of the fossil river valley Balin-Chropy, near Uniejów. In order to reconstruct the main stages of sedimentation of organic deposits, taken from the central part of the Wilczków peatlands, used stratigraphic variability of concentration marked litho-geochemistry elements (organic matter, mineral matter, macro- and microelements) and changes in the proportions of the participation of selected elements, i.e., catchment erosion indicator ($\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}/\text{Ca}$), eutrophication indicator (Fe/Ca), type and rate of denudation in the catchment indicator (Na/K , Ca/Mg) and conditions of oxidation-reduction indicator (Cu/Zn , Fe/Mn).

As a results of the hierarchical cluster analysis was collected in the study profile of eight geochemical level (Wil-11/I-VIII), which differ significantly of chemical composition. The main litho-geochemistry component of studied sediment is organic matter (53.5–93.7%), which indicates the relative changes in the primary of biological production in wetlands. The average content of the several tested components (for example: mineral matter, lithophilic elements) have the low differentiation between all geochemical levels, constitute a record stable of environmental conditions (mainly geomorphological). Sediments of geochemical level Wil-1/I represents the phase of mineral and mineral with a small amount organic matter layer in reduced conditions (increase Fe/Mn ratio to 2650) and increased mechanical denudation (catchment erosion indicator ranges from 0.42 to 2.26 and type of denudation in the catchment indicator – Na/K ranges from 0.05 to 0.20). Geochemical level Wil-1/II are characterized by gradual increase of organic matter content and slow increase type of denudation in the catchment indicator: Na/K and Ca/Mg . Geochemical levels Wil-1/III and Wil-1/IV are the record of sedimentation autochthonous rock-forming matter of autogenic origin (average content of organic matter is 89.4%) and rapid change of redox conditions (decrease of Fe/Mn ratio from 815 to 59). Geochemical levels Wil-1/V represents the phase mainly of sedge-moss peat layer deposition in oxygenated conditions in sedimentary environment (average Fe/Mn ratio is 56.7) and stable rate of chemical denudation (Na/K ratio ranges from 0.99 to 2.04). Geochemical level Wil-1/VI is record of sedimentation of autochthonous rock-forming matter of autogenic origin (organic matter ranges from 91.5% to 93.7%) and significant increase of mechanical denudation in the catchment (average of catchment erosion indicator increased to 0.84). Geochemical level Wil-1/VII represents of peat layer, which sedimentation occurred in oxygenated conditions in sedimentary environment (average Fe/Mn ratio is 17.8). The content of organic matter decreased to about 83.5% and $\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}/\text{Ca}$ ratio increased to 1.76. indicates the change of rate of mechanical denudation. Geochemical level Wil-1/VIII is the record change type of sedimentation of peat on muck, as is also indicated by abrupt decrease of organic matter (to 76.1%), decrease of Fe/Mn ratio (to 13.8) and increase catchment erosion indicator (from 0.85 to 1.4).

The most important factors (distinguished on the basis of principal components analysis) that affect the chemical composition of sediments from the site Wilczków are: biological productivity in wetland's ecosystem, mechanical and chemical denudation processes in the catchment, sorption of organic deposits, oxygenation changes in sedimentary environment, which are due to the ground water level in the fossil river valley.

LITERATURA

- BOJAKOWSKA I., LECH D., 2008. Variance of trace elements contents in peats occurred in Poland area (in Polish with English summ.). *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo* **285**: 31–41.
- BORÓWKA R. K., 1992. The pattern and magnitude of denudation in interplateau sedimentary basins during the Late Vistulian and Holocene (in Polish with English summ.). *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geografia* **54**: 1–177.
- BORÓWKA R. K., 2007. Geochemiczne badania osadów jeziornych strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Telmatologica* **1**, **1**: 33–42.
- 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*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 163–172.
- BORÓWKA R. K., TOMKOWIAK J., OKUPNY D., FORYSIAK J., 2014. Skład chemiczny osadów bagiennych z doliny Neru (torfowisko Mianów, Wysoczyzna Łaska). *Folia Quaternaria* **82**: 51–69.
- CIEŚLA A., MARCINIAK B., 1982. Development of Late Glacial lacustrine deposits at Niechorze (Western Pomerania) in light of diatomological and geochemical data (in Polish with English summ.). *Kwartalnik Geologiczny*, **26**(1): 191–215.
- FORYSIAK J., 2012. Record of changes in the natural environment of the Late Weichselian and Holocene preserved in the sediments of peatlands of the Łódź Region (in Polish with English summ.). *Acta Geographica Lodziensia* **99**: 1–164.
- FORYSIAK J., BORÓWKA R. K., PAWŁOWSKI D., PŁÓCIENNIK M., TWARDY J., ŻELAZNA-WIECZOREK J., KLOSS M., ŻUREK S., 2010: Rozwój zbiornika Żabieniec w późnym glacie i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. [w:] J. TWARDY, S. ŻUREK, J. FORYSIAK (red.), *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 191–202.
- FORYSIAK J., KLOSS M., ŻUREK S., 2012. Wstępna charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna torfowiska Wilczków. *Studia Limnologica et Telmatologica* **6**: 95–101.
- FORYSIAK J., MICHALSKA-HEJDUK D., 2004. Changes of the Wilczków peat-bog under long-term anthropopressure. [w:] L. WOLLEJKO, J. JASNOWSKA (eds), *The future of Polish mires*. Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Szczecin: 213–218.
- HAMMER Ø., HARPER D. A. T. and RYAN P. D., 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* **4**: 9.
- KAMIŃSKI J., FORYSIAK J., 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Uniejów. Państwowy Inst. Geologiczny, Warszawa.
- LIS J., PASIECZNA A., 2001. Geochemical background and anomalies in the earth's surface environment in Poland (in Polish with English summ.). *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo* **248**: 123–128.
- MICHALSKA-HEJDUK D., FORYSIAK J., 2004. Roślinność nieleśna nieczynnej doliny Balin-Chropy w dorzeczu środkowego Neru i jej uwarunkowania środowiskowe. W: T. HESSE and W. PUCHASKI (red.) *Bliskie naturze kształtowanie dolin rzecznych*. Koszalin: 263–284.

- MICHCZYŃSKA D., MICHCZYŃSKI A., PAZDUR A., STARKEL L., 2008. Kalendarzowe wartości granic chronostratygraficznych dla terenu Polski oszacowane na podstawie dużych zbiorów dat ^{14}C . *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU* **6**: 163–171.
- OKUPNY D., 2013. Zmiany środowiska geograficznego w regionie łódzkim w świetle cech geochemicznych osadów wybranych torfowisk. Maszynopis rozprawy doktorskiej, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii UŁ, Łódź: 1–173.
- OKUPNY D., FORYSIAK J., 2009. Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka wybranych torfowisk południowej części Kotliny Kolskiej. [w:] A. KOSTRZEWSKI, R. PALUSZKIEWICZ (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Tom V, seria Geografia, Wyd. UAM **88**: 353–367.
- PLÓCIENNIK M., KRUK A., PAWŁOWSKI D., FORYSIAK J., MIANOWICZ K., ELIAS S., BORÓWKA R. K., KLOSS M., OBREMSKA M., COOPE R., KRAPIEC M., KITTEL P., ŻUREK S., 2015. Fen ecosystem responses to water level fluctuations during early and mid-Holocene (Wilczków, Central Poland). *Boreas* [in press].
- ROTNICKI K., 1991. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial ricwrs and its palaeohydroclimatic implications. [w:] L. STARKEL, K. J. GREGORY, J. B. THORNES (eds), *Temperate Palaeohydrology*. John Willey and Sons Ltd, Chichester: 431–471.
- ROTNICKI K., RÓTNICKA J., MŁYNARCZYK Z., 1989: Quantitative palaeohydrology in the analysis of valley floor development and its significance for palaeoclimatic research (in Polish with English summ.). *Przegląd Geograficzny* **61**(4): 457–482.
- RYDELEK P., 2005. Genetyczne uwarunkowania przestrzennej zmienności zawartości węgla organicznego i siarki w obrębie torfowiska w dolinie rzeki Kurówki. *Przegląd Geologiczny* **53**(8): 637–676.
- RYDELEK P., 2011. Geneza i skład części mineralnych wybranych złóż torfów niskich Wysoczyzny Lubartowskiej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* **11**(2): 135–149.
- SEPPA H., BJUNE A. E., TELFORD R. J., BIRKS H. J. B., VESKI S., 2009. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past Discussions* **5**: 1521–1552.
- STANGENBERG M., ŻEMOYTEL-KOLANKO K., SOLSKI A., STANGENBERG K., 1957. Osady jeziorne w Żuchowie koło Karnkowa. *Z Badań Czwartorzędu w Polsce, Biuletyn, Instytut Geologiczny* **118**(8): 267–316.
- TOBOLSKI K., OKUNIEWSKA-NOWACZYK I., 1989. Type Region P-r: Poznań – Gniezno – Kujawy Lake District. *Acta Palaeobotanica* **29**(2): 77–80.
- TWARDY J., FORYSIAK J., KITTEL P., 2004. Dynamika procesów morfogenetycznych uruchomionych i zintensyfikowanych wskutek pradziejowej działalności ludzkiej w pradolinie warszawsko-berlińskiej. *Acta Geogr. Lodz.* **88**: 85–118.
- WOSZCZYK M., SPYCHALSKI W., 2007. Factors influencing temporal changes in heavy metal contents in the deposits of Lake Sarbsko (Gardno-Łeba Coastal Plain) on the background of the basin evolution (in Polish with English summ.). *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* **31**: 485–496.
- ŻUREK S., 1986. Accumulation rate of peats and gyttjas in the profile of peatlands and lakes of Poland (as based on the radiocarbon dating) (in Polish with English summ.). *Przegląd Geograficzny* **58**(3): 459–476.
- ŻUREK S., 1993. Palaeohydrological changes in the wetlands (in Polish with English summ.). *Przegląd Geograficzny* **64**(1–2): 75–95.
- ŻUREK S., 2014. Torfowiska regionu łódzkiego. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU* (w druku).

SKŁAD CHEMICZNY OSADÓW BAGIENNYCH Z DOLINY NERU (TORFOWISKO MIANÓW, WYSOCZYNA ŁASKA)

RYSZARD K. BORÓWKA¹, JULITA TOMKOWIAK¹, DANIEL OKUPNY², JACEK FORYSIAK³

A d r e s y a u t o r ó w: 1 – Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii i Paleogeografii, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin, e-mail: ryszard@univ.szczecin.pl; 2 – Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, Zakład Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; 3 – Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

A b s t r a k t. Analizę geochemiczną przeprowadzono dla osadów organicznych z torfowiska Mianów w środkowym odcinku doliny Neru. Z profilu Mi-1, zlokalizowanego we wschodniej części mokradła, pobrano do analiz geochemicznych 40 próbek osadów (do głębokości 1,97 m), reprezentujących 2,5-cm segmenty rdzenia. W próbkach tych oznaczono straty na prażeniu w temperaturze 550°C, informujące o zawartości materii organicznej oraz oznaczono pierwiastki o wymowie paleogeograficznej: Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn i metale ciężkie: Cu, Zn i Pb. Stosując analizę skupień wydzielono pięć lokalnych poziomów geochemicznych (LGZ), różniących się istotnie pod względem składu chemicznego osadów. Dla serii osadów torfowych określono również związki korelacyjne pomiędzy analizowanymi metalami, a także materią organiczną oraz obliczonymi wskaźnikami geochemicznymi: Ca/Mg, Na/K, Na+K+Mg/Ca, Fe/Ca, Fe/Mn, Cu/Zn, pozwalających na rekonstrukcję warunków akumulacji analizowanych osadów. W toku analizy składowych głównych zidentyfikowano 10 głównych czynników, z których wybrano trzy pierwsze – PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 86,53% wariacji. Do czynników kształtujących skład chemiczny holocenów osadów organicznych w dolinie Neru zaliczono warunki oksydacyjno-redukcyjne, sorpcję metali przez autochtoniczną materię organiczną, względne zmiany procesów denudacji mechanicznej w zlewni mokradła oraz właściwości akumulacyjne roślin w stosunku do określonych pierwiastków.

S ł o w a k l u c z o w e: osady torfowe, mokradło torfotwórcze, dolina rzeczna, geochemia, środkowa Polska

WPROWADZENIE

Zdolność tworzenia torfu – biogenicznego utworu geologicznego uwarunkowanego sedentacyjną genezą, pozwala wyodrębnić mokradła torfotwórcze spośród wszystkich zbiorników akumulacji biogenicznej. Utwory te powstają w procesie przemian obumarłych szczątków roślinności bagiennej, zachodzących w warunkach silnego uwilgotnienia oraz braku dostępu tlenu (TOBOLSKI 2004). W zależności od warunków hydrologicznych torfowisk, zdefiniowanych przez OKRUSZKO (1983), torfy cechują się dużym zróżnicowaniem,

pod względem udziału głównych składników litogeochemicznych i pierwiastków (KWIATKOWSKI 1971; MALAWSKA i in. 2006; BOJAKOWSKA, LECH 2008; DOMIŃCZAK i OKUPNY 2010, PAWŁOWSKI i in. 2014). Wśród czynników kształtujących skład chemiczny osadów organicznych wymienia się procesy sedymentacji bezpostaciowej materii organicznej, wielkość dostawy allochtonicznej materii mineralnej dostarczonej drogą wodną i powietrzną oraz adsorpcję jonów rozpuszczonych w wodzie przez minerały ilaste (BORÓWKA 2007).

OBSZAR I CEL BADAŃ

Torfowisko Mianów (Ryc. 1) leży w obrębie zespołu paleomeandrów, podcinających wschodnią krawędź wysokiej terasy nadzalewowej w dolinie Neru (φ 51°49'00"–51°49'16" N; λ 18°59' 55"–19°00'33" E), na wschód od miejscowości Ruda Jeżewska (gmina Lutomiersk, powiat pabianicki). Jest to obiekt niewielki, o powierzchni ok. 13 ha, którego część została od 2000 roku objęta ochroną prawną, jako rezerwat florystyczno-torfowiskowy. W ostatnich latach torfowisko to było przedmiotem szczegółowych badań geologicznych, geomorfologicznych i paleoekologicznych w ramach projektu „Geneza i ewolucja torfowisk dolinnych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia” (NN 306 27673) (por. FORYSIAK 2012). Badania paleoekologiczne objęły również analizy geochemiczne osadów pobranych z profilu Mi-1. Jest to jedyny profil pobrany do szczegółowych badań z zakresu paleogeografii.

Celem tych badań, podobnie jak w przypadku pozostałych stanowisk torfowisk dolinnych regionu łódzkiego, jest nie tylko poznanie stratygraficznej zmienności składu chemicznego osadów bagiennych, lecz także próba rekonstrukcji warunków środowiskowych panujących podczas ich akumulacji w obrębie doliny Neru, szczególnie w aspekcie wpływu człowieka na to środowisko.

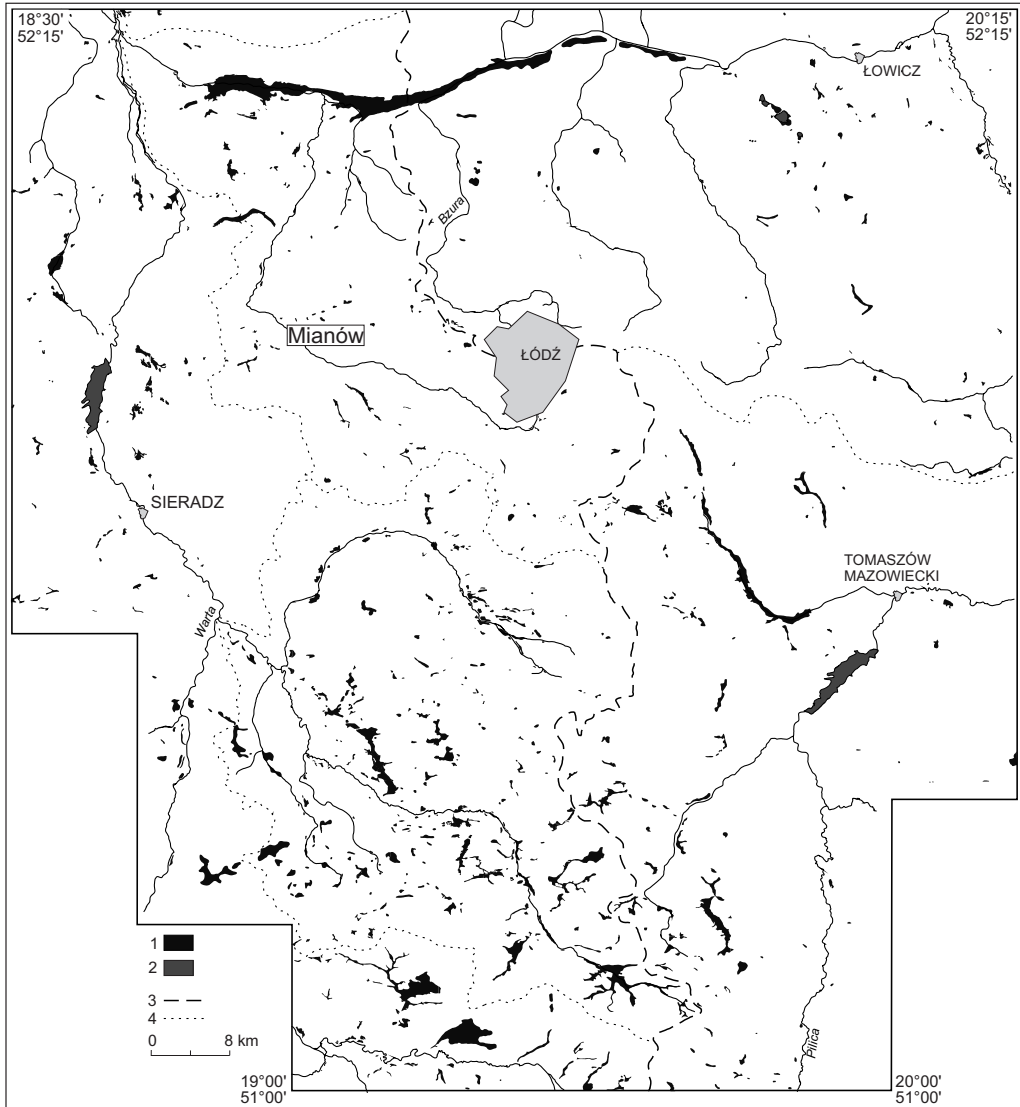
W profilu Mi-1 stwierdzono występowanie ok. 2 metrowej serii holocenijskich torfów (FORYSIAK 2012), w obrębie których wyróżniono następujące warstwy, zgodnie z klasyfikacją TOŁPY i in. (1967):

- A. 0,00–0,70 m – torf turzycowy z udziałem makroszczałków trzciny;
- B. 0,70–1,00 m – torf trzcinowo-turzycowy;
- C. 1,00–1,70 m – torf olesowy, w spągu silnie zamulony;
- D. 1,70–1,98 m – utwór torfiasty, silnie piaszczysty;
- E. 1,98–2,05 m – piasek drobnoziarnisty z wkładkami materii organicznej.

Z wybranych warstw torfu pobrano próbki w celu oznaczenia ich wieku metodą radiowęglową. Uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 1.

METODY BADAŃ

Profil Mi-1 pobrano w terenie przy pomocy sondy typu INSTORF firmy Eijkelkamp. Do analiz geochemicznych przeznaczono 40 próbek osadów (do głębokości 197,5 cm), reprezentujących 2,5-cm segmenty rdzenia (FORYSIAK 2012). W próbkach



Ryc. 1. Położenie stanowiska Mianów na tle torfowisk regionu łódzkiego

Fig. 1. Location Mianów site against the peatlands of Łódź Region

tych oznaczono straty na prażeniu w temperaturze 550°C przez 4 godziny, informujące o zawartości materii organicznej, która stanowi główny parametr warunkujący właściwości fizykochemiczne osadów bagiennych (DEAN 1974; BENGTTSSON, ENELL 1986; RYDELEK 2011). Uzyskany po prażeniu popiół roztwarzano na mokro w mikrofalowym mineralizatorze Speedwave firmy Berghof, przy użyciu stężonego kwasu azotowego, 10% kwasu solnego oraz perhydrolu.

Tabela 1. Wyniki oznaczeń wieku radiowęglowego oraz wieku kalibrowanego próbek osadów z profilu Mi-1 (wg FORYSIAKA 2012, z uzupełnieniami)

Table 1. Radiocarbon dates from Mi-1 peat core and results of calibration of radiocarbon dates from Mi-1 core (after FORYSIAK 2012, with additions)

L.p.	Głębokość (m)	Rodzaj datowanego osadu	Wiek (lata ^{14}C BP)	Zakres wieku (lata cal BP)*	Mediana i dyspersja wieku (lata cal BP)	Numer lab.
1.	~0,4	torf turzycowy	2060 ± 70	1875–2275	2075 ± 200	MKL-616
2.	~0,7	torf trzcinowo-turzycowy	4930 ± 110	5375–5895	5635 ± 260	MKL-557
3.	~1,4	torf olesowy	7620 ± 120	8195–8685	8440 ± 245	MKL-558

* kalibracja z prawdopodobieństwem 95% (wg <http://www.adamwalanus.pl/c14cal.html>)

W uzyskanym roztworze, przy pomocy urządzenia SOLAAR 969 firmy Unicam, oznaczono metodą spektrometrii absorpcji atomowej zawartość następujących pierwiastków: Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn i Pb. Obliczono także szereg wskaźników geochemicznych (Ca/Mg, Na/K, Na+K+Mg/Ca, Fe/Ca, Fe/Mn, Cu/Zn), pozwalających na rekonstrukcję warunków akumulacji analizowanych osadów.

Ponadto, określono wartości tła geochemicznego dla regionu łódzkiego, uśredniając wyniki oznaczeń poszczególnych pierwiastków dla osadów podłoża następujących torfowisk dolinnych: Bęczkowice, Kopanicha, Mianów oraz Wilczków. Określenie wartości lokalnego tła geochemicznego jest zagadnieniem bardzo złożonym, gdyż naturalna zawartość w środowisku przyrodniczym danych pierwiastków jest uwarunkowana szeregiem czynników geologicznych i przyrodniczych (KIJEWski 1995; MATSCHULLAT i in. 2000). ZGŁOBICKI (2008) zwraca uwagę na fakt, że powszechnie używane pojęcie tła geochemicznego nie zawsze jest jednoznacznie definiowane. Najczęściej za tło geochemiczne przyjmowana jest wielkość koncentracji danego pierwiastka w osadach czy glebach pozbawionych wpływu zanieczyszczeń antropogenicznych (m.in. KIJEWski 1995; LIS, PASIECZNA 2001). Zastosowana procedura jest zgodna z metodyką przyjętą w badaniach środowiska przyrodniczego (SHOTYK i in. 1990; GAŁUSZKA 2006). Uzyskane wyniki tła geochemicznego (Na – 0,07 mg/g; K – 0,061 mg/g; Ca – 0,36 mg/g; Mg – 0,23 mg/g; Fe – 2,89 mg/g; Mn – 21,5 µg/g; Cu – 8,1 µg/g; Zn – 8,1 µg/g; Pb – 2,1 µg/g) umożliwiły obliczenie współczynników koncentracji oznaczonych pierwiastków oraz ich miejsca w szeregu migracyjnym, zgodnie z procedurą zaproponowaną przez BORÓWKĘ (1992): $K_x = AC_x / n_x$ (gdzie K_x – bezwymiarowy współczynnik koncentracji danego pierwiastka, AC_x – zawartość danego pierwiastka w popiele osadów biogenicznych, n_x – średnia zawartość danego pierwiastka w podłożu mineralnym). Następnie obliczono procentowy udział poszczególnych współczynników koncentracji (w sumie 11 współczynników) dla danej próbki: $K_{Na} + K_K + K_{Ca} + K_{Mg} + K_{Fe} + K_{Mn} + K_{Cu} + K_{Zn} + K_{Ni} + K_{Cr} + K_{Pb} = \Sigma K$; $\Sigma K = 100\% = x\% \text{Na} + y\% \text{K} + \dots + z\% \text{Pb}$.

Do prostych obliczeń statystycznych wykorzystano przede wszystkim program Microsoft Office Excel, natomiast w przypadku zastosowania metod wieloczynnikowych

(analiza skupień, analiza głównych składowych) do uporządkowania i interpretacji wyników analiz geochemicznych posłużono się programem PAST – Paleontological Statistics (HAMMER, HARPER, RYAN 2001).

WYNIKI BADAŃ

Stratygraficzne zróżnicowanie składu chemicznego osadów

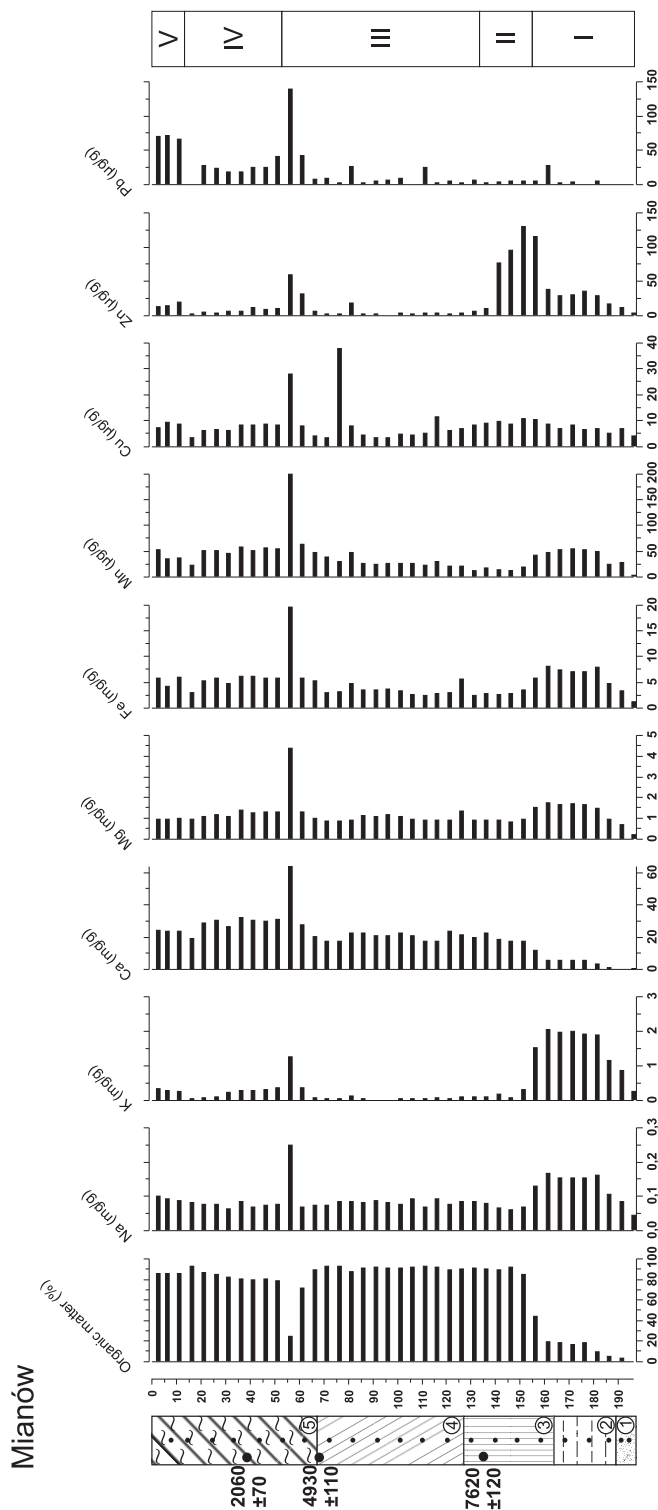
Wyniki badań składu chemicznego osadów zestawiono w formie wykresów obrazujących zmienność zawartości materii organicznej, oznaczonych metali oraz obliczonych wskaźników geochemicznych w układzie stratygraficznym (Ryc. 1 i 2). Stosując analizę skupień wydzielono pięć lokalnych poziomów geochemicznych (LGZ), różniących się istotnie pod względem składu chemicznego osadów. Przeciętne wartości oznaczonych elementów geochemicznych w wyróżnionych poziomach oraz w całej serii utworów torfowych prezentuje tabela 2.

LGZ Mi-1/I, występujący na głębokości od 160 do 197,5 cm obejmuje spąg warstwy torfu olesowego oraz niżej leżący, silnie zapiaszczony utwór torfiasty. Średni udział materii organicznej wynosi tutaj ok. 11,5%, przy czym maleje on ku spągowi, zawierając się w granicach od ok. 20 do 1%. Poziom ten, stanowiący podłoże serii torfów, zawiera wysoki, lecz malejący ku dołowi udział większości analizowanych pierwiastków, oprócz wapnia, miedzi i ołowiu (Tab. 2 i Ryc. 2). Przebieg krzywych obrazujących stratygraficzne zróżnicowanie wybranych wskaźników geochemicznych

Tabela 2. Mianów, profil Mi-1 – przeciętna zawartość materii organicznej oraz wybranych metali w poszczególnych lokalnych poziomach geochemicznych oraz całej serii torfów (pogrubioną czcionką zaznaczono maksima średniej zawartości oznaczonych elementów)

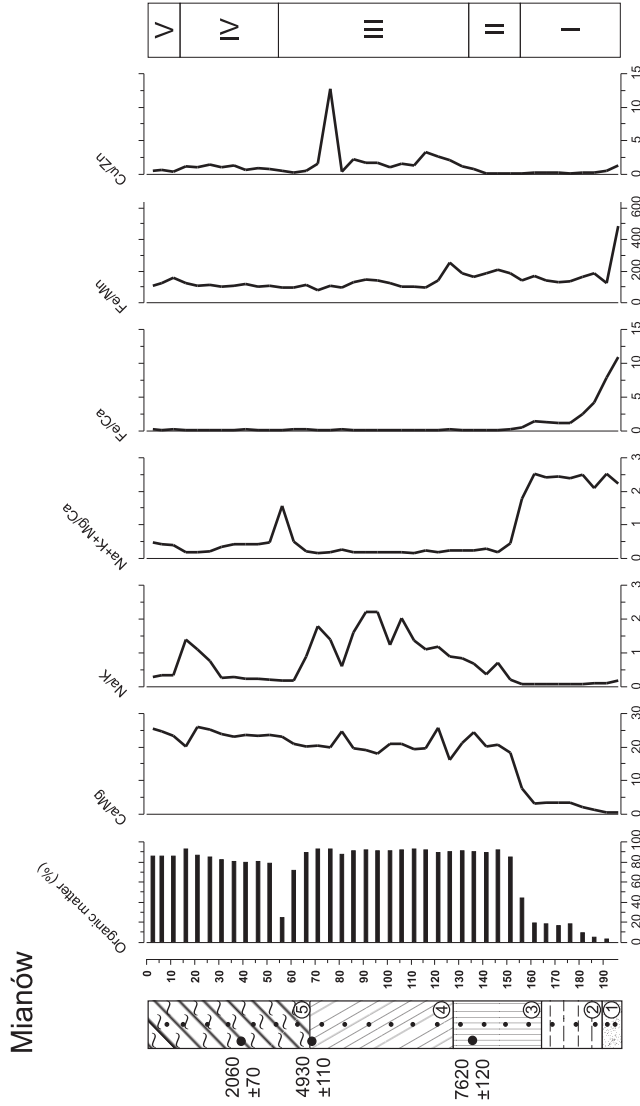
Table 2. Mianów peatland, Mi-1 core – the average content of organic matter and selected metals in the each local geochemical levels and a all series of peat (maximum content of tagged components indicated in bold font)

LGZ	MO (%)	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb
		(mg/g)					(µg/g)			
V	85,94	0,094	0,292	24,01	0,980	5,40	42,13	8,57	16,16	69,35
IV	76,76	0,095	0,333	36,80	1,564	6,97	65,68	9,36	13,00	35,69
III	89,87	0,081	0,091	21,02	1,023	3,65	30,52	8,17	6,70	10,03
II	77,55	0,082	0,526	16,32	1,069	3,67	22,01	9,92	104,33	4,98
I	11,48	0,128	1,511	3,49	1,266	5,90	39,05	6,84	24,17	5,57
Torfy średnia II-V	84,27	0,086	0,232	25,15	1,177	4,75	40,43	8,76	21,56	22,18
Torfy mediana II-V	89,15	0,080	0,100	22,50	1,012	4,03	32,44	8,09	6,55	8,14



Ryc. 2. Diagram geochemiczny rdzenia Mi-1

Fig. 2. Geochemical diagram of the Mi-1 core



Ryc. 3. Pionowe zróżnicowanie wybranych wskaźników geochemicznych w osadach profilu Mi-1

Fig. 3. Vertical differences in the selected geochemical parameters within the deposits of the Mi-1 core

pokazuje (Ryc. 3), że w poziomie tym maksymalną wartość uzyskuje chemiczny wskaźnik erozji ($\text{Na}+\text{K}+\text{Mg}/\text{Ca}$) oraz stosunek Fe/Ca , a minimalną wskaźniki natężenia denudacji chemicznej (Ca/Mg) oraz (Na/K). W badaniach paleogeograficznych (ŁAWACZ i in. 1978; BORÓWKA 1992; WOJCIECHOWSKI 2000; OKUPNY i in. 2013), wymienione wyżej wskaźniki wykorzystywane były do oceny rozmiarów denudacji mechanicznej, a zwłaszcza do względnych zmian tego typu procesu.

LGZ Mi-1/II obejmuje dolną, 20 cm część warstwy torfu olesowego, występującego na głębokości od 140 do 160 cm. Poziom ten wyróżnia się przede wszystkim relatywnie wysokim udziałem miedzi, a zwłaszcza cynku, który osiąga tu maksymalnie ok. $130 \mu\text{g}$ (średnio $104 \mu\text{g}$). Ponadto, rośnie tu ku górze zawartość materii organicznej oraz wapnia (Ryc. 2). Natomiast w porównaniu z osadami leżącymi niżej, spada tutaj wyraźnie koncentracja sodu, potasu, magnezu, żelaza i manganu (Tab. 2). Rosną tu także wskaźniki denudacji chemicznej (Ca/Mg i Na/K), a wyraźnie maleje chemiczny wskaźnik erozji (Ryc. 3).

LGZ Mi-1/III występuje na głębokości od 55 do 140 cm, obejmując dolną część warstwy torfu turzycowego, torf trzciniowo-turzycowy oraz górną połowę warstwy torfu olesowego. Najwyższe koncentracje niemal wszystkich pierwiastków, a jednocześnie niską zawartość materii organicznej (ok. 24%) odnotowano tu w próbce stropowej (na głębokości 55–57,5 cm), stanowiącej zarazem górną granicę omawianego poziomu. Biorąc pod uwagę cały poziom Mi-1/III, charakteryzuje się on najwyższym przeciętnym udziałem materii organicznej (Tab. 2), a także miejscami podwyższoną koncentracją miedzi oraz ołowiu. Od granicy litologicznej występującej na głębokości 70 cm ku górze, obserwuje się wyraźny wzrost zawartości wapnia, żelaza i manganu (Ryc. 2). Ponadto, krzywa obrazująca stosunek Na/K wykazuje w tym poziomie znaczne wahania, przy jednoczesnej, dość stałej tendencji wzrostu wartości stosunku Ca/Mg (Ryc. 3).

LGZ Mi-1/IV obejmuje środkową część warstwy torfu turzycowego występującą na głębokości od 15 do 55 cm. W poziomie tym uzyskują maksymalną zawartość wapń, magnez, żelazo i mangan (Tab. 2). Nieco podwyższoną koncentrację wykazują również potas, miedź i ołów (Ryc. 2). W porównaniu z poziomem Mi-1/III zauważa się tu nieco wyższe wartości chemicznego współczynnika erozji oraz stosunku Ca/Mg . Stosunek Na/K rośnie skokowo natomiast w próbkach reprezentujących górną część omawianego poziomu (Ryc. 3).

LGZ Mi-1/V został wyróżniony na głębokości od 0 do 15 cm, obejmując tzw. wierzchnicę, czyli stropową warstwę torfu. Wyróżnia się ona jedynie najwyższym przeciętnym udziałem ołowiu oraz podwyższoną zawartością cynku (Ryc. 2). Ponadto wzrasta tutaj nieco wartość stosunku pierwiastków litofilnych do wapnia (Ryc. 3).

Związki korelacyjne

Dla serii osadów torfowych określono również związki korelacyjne pomiędzy analizowanymi metalami, a także materią organiczną oraz obliczonymi wskaźnikami geochemicznymi. Wyniki analizy korelacji wielokrotnej przedstawiają tabele 3 i 4.

Tabela 3. Wartości współczynników korelacji (r) i wysokich współczynników determinacji (R^2) obliczone dla poszczególnych metali oznaczonych w serii osadów torfowychTable 3. Matrix of correlation (r) and high of determination coefficients (R^2) between the contents of organic matter and selected metals in deposits of the Mi-1 core

Mianów – seria torfów (N = 31)										
r	Mo	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb
MO	1	0,70	0,94	0,94	0,90	0,92	0,90			0,65
Na	-0,84	1	0,67	0,83	0,85	0,76	0,74			0,56
K	-0,97	0,82	1	0,83	0,81	0,85	0,81			0,74
Ca	-0,97	0,91	0,91	1	0,96	0,92	0,92			0,62
Mg	-0,95	0,92	0,90	0,98	1	0,90	0,86			0,53
Fe	-0,96	0,87	0,92	0,96	0,95	1	0,92			0,69
Mn	-0,95	0,86	0,90	0,96	0,93	0,96	1			0,67
Cu	-0,46	0,52	0,48	0,42	0,48	0,43	0,44	1		
Zn	-0,27	0,11	0,36	0,15	0,18	0,15	0,09	0,22	1	
Pb	-0,81	0,75	0,86	0,79	0,73	0,83	0,82	0,36	0,14	1

Tabela 4. Wartości współczynników korelacji (r) obliczone dla wybranych wskaźników geochemicznych (seria osadów torfowych)

Table 4. Matrix of correlation (r) and high of determination coefficients (R^2) between the selected geochemical parameters in deposits of the Mi-1 core

Mianów – seria torfów (N = 31)						
r	Ca/Mg	Na/K	Na+K+Mg/Ca	Fe/Ca	Fe/Mn	Cu/Zn
Ca/Mg	1					
Na/K	-0,46	1				
Na+K+Mg/Ca	0,23	-0,53	1			
Fe/Ca	0,00	-0,39	0,25	1		
Fe/Mn	-0,40	-0,06	-0,17	0,02	1	
Cu/Zn	-0,20	0,35	-0,21	-0,13	-0,13	1

Biorąc pod uwagę liczbę stopni swobody (N = 31), stwierdzono na podstawie rozkładu t Studenta, że powiązania statystycznie wysoce istotne (na poziomie 0,1%) istnieją dla współczynników korelacji wyższych od 0,60. W przypadku analizowanego stanowiska dla wielu par metali uzyskano współczynniki korelacji wyższe od 0,9 (por. tab. 3). Stwierdzono również bardzo silne ujemne korelacje ($r < -0,9$) pomiędzy zawartością materii organicznej a potasem, wapniem, magnezem, żelazem i manganem.

Jedynie dla miedzi i cynku nie odnotowano żadnych, statystycznie istotnych związków korelacyjnych.

W przypadku wskaźników geochemicznych nie stwierdzono żadnych, statystycznie wysoce istotnych związków korelacyjnych (na poziomie 0,1%).

Analiza składowych głównych

Analizę składowych głównych (Principal components analysis – PCA) zastosowano dla zestawu dziesięciu zmiennych geochemicznych (materia organiczna, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn, Pb). W toku analizy zidentyfikowano 10 głównych składowych, z których wybrano trzy pierwsze – PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 86,53% wariancji (Tab. 5).

Pierwsza składowa główna (PC1) jest silnie dodatnio skorelowana z zawartością żelaza, magnezu, manganu, sodu oraz w mniejszym stopniu ołowiu (Tab. 6). Można zatem stwierdzić, że informuje ona o akumulacji pierwiastków wytrącających się w warunkach oksydacyjnych (Fe i Mn), a zarazem okresach przesuszenia torfowiska (Na). Ponadto żelazo uznawane jest za sorbenta wielu pierwiastków (KABATA-PENDIAS, PENDIAS 1979), zaś powstałe związki z innymi metalami są bardzo trwałe (MACIOSZCZYK 1987; MICHAŁOWICZ, DUDA 2001). A zatem procesy te, wyjaśniające ponad 53% ogólnej zmienności geochemicznej analizowanych utworów (Tab. 5), odgrywały najważniejszą rolę w kształtowaniu składu chemicznego osadów bagiennych na stanowisku Mianów. Również analiza składowych głównych przeprowadzona przez BOJAKOWSKĄ i GLIWICZA (2007) zgrupowała żelazo i mangan w czynnik wyjaśniający skład chemiczny osadów jezior Suwalszczyzny. Czynniki te, wyjaśniające 18% zmienności wariancji składu chemicznego utworów, został określony jako warunki sedymentacji osadów w przegłębieniach jezior.

Tabela 5. Procent wariancji dla poszczególnych składowych

Table 5. Percent variation for each component

Składowe główne	% całkowitej wariancji
1	53,46
2	23,27
3	9,80
4	6,60
5	3,49
6	1,95
7	0,77
8	0,34
9	0,23
10	0,08

Tabela 6. Korelacja zmiennych geochemicznych z trzema pierwszymi głównymi składowymi (czcionką pogrubioną wyróżniono najsilniejsze związki korelacyjne)

Table 6. Correlation of geochemical variables with three first principal component (bold of font marked the strongest correlations)

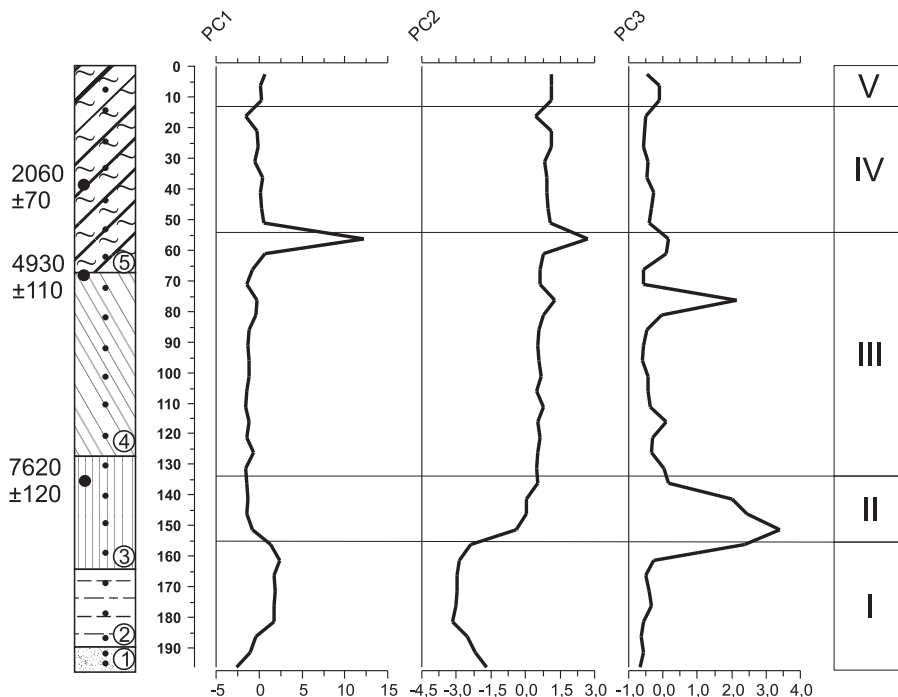
Zmienne geochemiczne	PC1	PC2	PC3
Mat. org.	-0,44	0,79	0,16
Na	0,87	-0,36	-0,07
K	0,57	-0,80	-0,04
Ca	0,66	0,72	0,00
Mg	0,97	0,06	-0,02
Fe	0,98	0,01	-0,11
Mn	0,94	0,22	-0,14
Cu	0,51	0,24	0,48
Zn	0,29	-0,28	0,82
Pb	0,72	0,47	-0,09

Składowa druga (PC2), wyjaśniająca ponad 23% zmienności geochemicznej osadów (Tab. 5), jest silnie dodatnio skorelowana ze zmiennością zawartości materii organicznej oraz wapnia, przy jednoczesnej bardzo silnej ujemnej korelacji z potasem (Tab. 6). Informuje ona zatem o relacji pomiędzy zawartością materii autochtonicznej wraz z soligenicznym CaCO_3 , a udziałem materii allochtonicznej pochodzącej z denudacji mechanicznej.

Składowa trzecia (PC3), która wyjaśnia blisko 10% zmienności geochemicznej osadów (Tab. 5), jest bardzo silnie skorelowana jedynie ze zmiennością zawartości cynku (Tab. 6), co jest w chwili obecnej dość trudne do interpretacji, tym bardziej, że wysoki udział tego pierwiastka w osadach stanowiska Mianów przypada wg FORYSIAKA (2012) na okres przejściowy pomiędzy późnym glaciałem a holocenem. Stąd też w omawianym przypadku składowa PC3 mogłaby informować o bioakumulacji tego metalu (np. przez panującą w owym okresie brzozę por. FORTESCUE 1980; ADRIANO 1986; REIMANN i in. 2007). Ewolucyjne rozwinięta tolerancja i właściwości bioakumulacyjne brzozy w stosunku do cynku zostały udokumentowane także w utworach innych torfowisk regionu łódzkiego, np. Żabieniec (BORÓWKA, TOMKOWIAK 2010; FORYSIAK i in. 2010b) czy Koźmin-Las (OKUPNY i in. 2014).

Żadna z wydzielonych składowych nie wyjaśnia w pełni zmienności koncentracji miedzi. Brak statystycznie istotnych związków korelacyjnych tego metalu z pozostałymi składnikami może wynikać z bardzo różnej stabilności metaloorganicznych związków miedzi, zależnej m.in. od warunków powstawania osadów, stopnia rozkładu i humifikacji materii organicznej oraz odczynu środowiska osadotwórczego (MAK-SIMOW, OKRUSZKO 1950; SAPEK 1986; WOSZCZYK, SPYCHALSKI 2007).

Mianów



Ryc. 4. Wykresy wartości składowych głównych oraz wydzielone poziomy geochemiczne w osadach profilu Mi-1

Fig. 4. Plots of principal components separate and the geochemical level in sediment of Mi-1 core

Stratygraficzną zmienność trzech głównych składowych, w nawiązaniu do wcześniej wyróżnionych lokalnych poziomów geochemicznych prezentuje rycina 4.

Zmiany koncentracji analizowanych metali w kontekście regionalnego tła geochemicznego

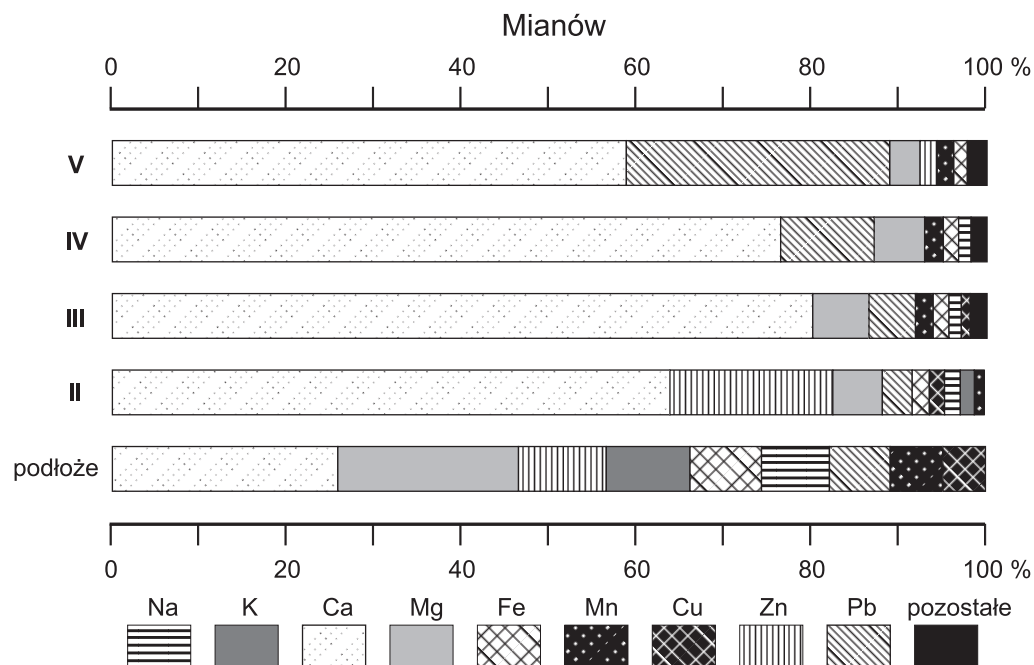
Osady bagienne omawianego torfowiska niskiego, akumulowane były w dawnym starorzeczu Neru (por. Ryc. 1). Na podstawie samego składu chemicznego osadów trudno jednak wnioskować o intensywności i charakterze dostawy poszczególnych pierwiastków (BORÓWKA 1992). Nie można w sposób bezpośredni wnioskować, na ile zostały one dostarczone w sposób bierny, wraz z materią mineralną, a na ile są one związane z procesami wytrącania z roztworów wodnych, np. z wód gruntowych, lub z bioakumulacją. Z tego też względu, posługując się procedurą opracowaną przez BORÓWKĘ (1992), dla każdego z pierwiastków obliczono współczynniki koncentracji, które po zsumowaniu umożliwiły określenie procentowego udziału wybranego metalu w szeregu migracyjnym.

Dzięki zastosowaniu tej procedury w odniesieniu do średnich zawartości oznaczonych pierwiastków w wyróżnionych wcześniej lokalnych poziomach geochemicznych

(Tab. 2), udało się stwierdzić i zobrazować (Ryc. 5), które z metali odznaczają się największą lub najmniejszą koncentracją w utworach bagiennych w konfrontacji z regionalnym tłem geochemicznym, a także w jaki sposób przedstawiają się względne relacje koncentracji tych metali w układzie stratygraficznym.

We wszystkich wyróżnionych poziomach osadów bagiennych analizowanego stanowiska, na pierwszym miejscu w szeregu migracyjnym znajduje się wapń. Jest to pierwiastek łatwo migrujący wraz z wodami gruntowymi i tą drogą był dostarczany do dawnego starorzecza, tym bardziej że przylega ono bezpośrednio do wyraźnie podciętej terasy wysokiej, drenowanej w kierunku torfowiska (FORYSIAK 2012). Taki mechanizm sedimentacji z podwyższonym udziałem wapnia względem lokalnego tła geochemicznego, został przedstawiony dla holocenijskich osadów torfowych ze stanowiska Ługi (OKUPNY 2013). W poziomie geochemicznym Mi-1/II, na drugim miejscu w szeregu migracyjnym znajduje się cynk, a na kolejnych magnez, ołów oraz żelazo. Biorąc pod uwagę procentowy udział cynku w szeregu migracyjnym analizowanych pierwiastków (Ryc. 5), a także jego bezwzględną zawartość w tym poziomie (Ryc. 2), należy stwierdzić że intensywnie wzbogacał on wówczas akumulowany osad bagienny.

W poziomie Mi-1/III odnotowano najbardziej intensywne wytrącanie się wapnia, którego udział w szeregu migracyjnym analizowanych pierwiastków dochodzi do



Ryc. 5. Pionowe zróżnicowanie wielkości współczynników koncentracji poszczególnych metali wyrażone w procentach sumy tych współczynników w osadach profilu Mi-1

Fig. 5. Vertical differences in concentration coefficients for particular metals, presented as per cent of sum of these coefficients in deposits of the Mi-1 core

około 80% (Ryc. 5). Na drugim miejscu w szeregu migracyjnym pojawia się natomiast magnez, który prawdopodobnie wytrąca się z wód gruntowych wraz z wapniem. W poziomach geochemicznych Mi-1/IV oraz Mi-1/V spada stopniowo znaczenie wapnia oraz magnezu, przede wszystkim na rzecz ołowiu. Warto również zwrócić uwagę, że w przypadku stanowiska Mianów, stosunkowo niewielkie znaczenie w szeregu migracyjnym odgrywa mangan, który w trzech górnych poziomach geochemicznych znajduje się na czwartym oraz piątym miejscu, z udziałem ok. 2%.

DYSKUSJA I INTERPRETACJA UZYSKANYCH WYNIKÓW

Analiza palinologiczna osadów z profilu Mi-1, wykonana przez dr Milenę Obremską wykazała, że dolną część zapiaszczonych osadów torfowych należy wiązać z okresem chłodnym i przejściem do ciepłego (FORYSIAK 2012), a więc ze schyłkiem późnego glacjału i początkiem holocenu. Taką interpretację potwierdza pośrednio znaczny udział cynku w osadach spągowej części omawianego profilu, znajdujących się na głębokości 1,4–1,8 m, a także wysoka wartość PC3 (Ryc. 4). Wcześniejsze badania zawartości tego metalu w utworach torfowych pochodzących ze schyłku późnego glacjału i początku holocenu wykazują bowiem wyraźnie podwyższoną jego koncentrację, np. na stanowiskach Niwka i Wołcza Wielka na Pomorzu Zachodnim (BORÓWKA 1992), Żabieniec w okol. Łodzi (BORÓWKA, TOMKOWIAK 2010), a także Bęczkowice (BORÓWKA i in.). Już PERELMAN (1971) oraz BROOKS (1973) zaliczyli cynk do metali odznaczających się najwyższym współczynnikiem sorpcji biologicznej, a FORTESCUE (1980) oraz REIMANN i in. (2007) wskazali, że jest on szczególnie intensywnie akumulowany przez brzozę. A przecież, jak wynika z analiz paleobotanicznych (pyłki i makroszczałki), różne gatunki brzozy były na przełomie późnego glacjału i holocenu dominującym gatunkiem lasotwórczym w środkowej Polsce (WASYLIKOWA 1964).

Torfy zaliczone do lokalnego poziomu geochemicznego Mi-1/III, pominąwszy górne 20 cm, były akumulowane w okresie preborealnym (FORYSIAK 2012). Oznaczają się one wysoką zawartością materii organicznej (Tab. 2), a ponadto w czasie ich akumulacji stwierdzono najbardziej intensywne wytrącanie się wapnia (Ryc. 5), co wiąże się z relatywnie intensywniejszym zasilaniem torfowiska przez wody gruntowe. Wskazuje na to również wysoka wartość PC2 (Ryc. 4). Podczas akumulacji tych osadów nie odnotowano wyraźniejszego oddziaływania wód powodziowych Neru, co potwierdza nie tylko niska koncentracja potasu, ale także niewielkie znaczenie manganu w szeregu migracyjnym pierwiastków (Ryc. 5). Ponadto, od początku depozycji osadów bagiennych tego poziomu wyraźnie obniża się stosunek Fe/Mn, co może wskazywać na pojawianie się warunków oksydacyjnych, związanych z okresowym przesuszaniem torfowiska. Stąd też stosunkowo wysoka, lecz dość stabilna zawartość sodu, czyli pierwiastka łatwo migrującego w środowisku epigenetycznym, lecz wytrącającego się w okresach bardziej suchych. Na wzrost suchości klimatu w centralnej Polsce podczas okresu preborealnego zwracają uwagę STARKEL i in. (1998) notując w tym czasie niski poziom wody w jeziora Gościąż, a także FORYSIAK i in. (2010a),

stwierdzając wyraźne obniżenie lustra wody na torfowisku Żabieniec. W dolinach rzecznych podobną tendencję zauważył ROTNICKI (1983, 1991). Estymowane przez tego autora paleoprzepływy Proсны podczas preboreału były wyraźnie niższe aniżeli w okresach wcześniejszych. Z punktu widzenia hydrologii środowiska przyrodniczego utwory zaliczone do poziomu geochemicznego Mi-1/III powstają w siedliskach torfotwórczych występujących w rozszerzonych nieckach dolinowych, w których tworzyły się lokalne zastoiska wodne przy wahaniami poziomu wody mieszczących się w przedziale od +105 cm do -20 cm (ŻUREK 1993).

W omawianym poziomie osadów preborealnych, na głębokości od 0,75 do 0,83 m zauważono znaczne wzbogacenie torfu trzcinowo-turzycowego w miedź, a także w mniejszym stopniu w cynk oraz ołów (Ryc. 2). Jednocześnie wzrasta tutaj nieco udział materii organicznej. Podobne, lecz znacznie wyraźniejsze wzbogacenie torfu w wymienione metale ciężkie, a także materię mineralną oraz pozostałe z analizowanych pierwiastków zaznacza się ponadto w stropie poziomu Mi-1/III, na głębokości od 0,55 do 0,65 m (Ryc. 2). Ta wyżej leżąca warstwa zmineralizowanego torfu stanowi zapewne poziom akumulacyjny kopalnej gleby bagiennej, rozwijającej się na tym torfowisku przez cały okres borealny oraz atlantycki. Z analizy palinologicznej wynika bowiem, że na ten czas przypada hiatus obejmujący te dwa okresy holocenu (FORYSIAK 2012). Niżej leżące wzbogacenie w miedź oraz ołów może być również związane z rozwojem procesów glebotwórczych, choć nie można w tym przypadku wykluczyć jego wulkanicznego pochodzenia.

Lokalne poziomy geochemiczne Mi-1/IV oraz Mi-1/V są związane z ponownym ożywieniem procesów torfotwórczych podczas subboreału i w okresie subatlantyckim, na co, jak już wspomniano, wskazują wyniki analizy palinologicznej. Powolna sedimentacja torfu turzycowego odbywała się tutaj w warunkach wzmagającej się, selektywnej dostawy ołowiu, przy jednoczesnym spadku znaczenia wapnia (Ryc. 5). Koncentracja ołowiu w analizowanym profilu prawie dwunastokrotnie przekracza średnią zawartość tego metalu obliczoną przez BOJAKOWSKĄ i LECHA (2008) dla torfów niskich na terenie Polski. Nie wykluczone, że większy udział ołowiu jest tutaj związany z zanieczyszczeniami komunalnymi i przemysłowymi dostarczonymi przez Ner podczas wysokich stanów powodziowych. Wpływ zalewania ściekami na zmiany składu chemicznego gleb torfowych w tej dolinie opisywali BIERNACKA (1970) oraz BIERNACKA i in. (1993). Zajmujący się tą problematyką badacze stwierdzili, że zdolność filtracyjna materii organicznej w stosunku do poszczególnych składników mierzona stopniem ich zatrzymywania w środowisku glebowym, zależy od: składu chemicznego samych wód ściekowych, częstotliwości zalewania, stosunków wodnych, szaty roślinnej oraz skład i właściwości gleby zalewanej (MACIAK i in. 1982; BOROWIEC, URBAN 1983). Znaczna zmienność wymienionych warunków powoduje, że stopień zatrzymywania w glebach organicznych poszczególnych składników może wahać się od 10% do 95%, a w przypadku niektórych pierwiastków jak np. wapnia może być nawet ujemny (tzw. zjawisko desorpcji) (BOROWIEC 1982). W tym czasie torfowisko było także zasilane wskutek procesów denudacji mechanicznej lub dostawy pyłu eolicznego z pobliskich pól, na co wskazuje podwyższona wartość chemicznego wskaźnika erozji, czyli stosunku pierwiastków litofilnych do wapnia (Ryc. 3).

Summary

CHEMICAL COMPOSITION OF BIOGENIC SEDIMENTS
FROM THE NER RIVER VALLEY
(MIANÓW PEATLAND, ŁASK ELEVATION)

Mianów peatland is located in eastern part of the Ner river valley, near Poddębice. In order to reconstruct the main stages of sedimentation of organic deposits, taken from the eastern part of the Mianów peatlands, used stratigraphic variability of concentration marked lithochemistry elements (organic matter, mineral matter, macro- and microelements) and changes in the proportions of the participation of selected elements, i.e., catchment erosion indicator ($\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}/\text{Ca}$), eutrophication indicator (Fe/Ca), type and rate of denudation in the catchment indicator (Na/K , Ca/Mg) and conditions of oxidation-reduction indicator (Cu/Zn , Fe/Mn). The accumulation of peats occurred in the Late Weichselian and Holocene, but it was not continuous (FORYSIAK 2012).

As a results of the hierarchical cluster analysis was collected in the study profile of five geochemical level (Mi1/I-V), which differ significantly of chemical composition. The main lithochemistry component of studied sediment is organic matter (18.2–92.9%), which indicates the relative changes in the primary of biological production in wetlands. The average content of the tested components have the high differentiation of average content of the tested components between all geochemical levels, constitute a record changing of environmental conditions (mainly hydrological and geomorphological). Geochemical level Mi-1/I is the record of sedimentation autochthonous rock-forming matter of autogenic origin (increase content of organic matter to 19.2% and associated high intensity of mechanical denudation and redox conditions (increase of lithogenic elements and Fe/Mn ratio). Sediments of geochemical level Mi-1/II are characterized by increase of heavy metals. The increase in Zn content could have been associated with the appearance of the light-requiring birch characterized as having a strong ability to bioconcentrate zinc. Geochemical level Mi-1/III represents the phase of peat layer deposition in reduced conditions (Fe/Mn ratio ranges from 97.1 to 257.7) and gradual increased chemical denudation (Ca/Mg ratio ranges from 18.2 to 25.8). Geochemical level Mi-1/IV is record of sedimentation of autochthonous rock-forming matter of autogenic origin (organic matter ranges from 78.5% to 92.8%) and associated change of mechanical denudation (increase catchment erosion indicator to 0.06) and redox conditions (increase conditions of oxidation-reduction indicator from 98.5 to 127.2). Geochemical level Mi-1/V represents of peat layer, which sedimentation occurred in periodic of drying bed. The content of organic matter decreased to about 85.6% and Fe/Mn ratio decreased from 160 to 108. indicates the change of reduced into oxidized conditions. Sediments of this geochemical level are characterized by high content of heavy metals, such as Cu, Zn and Pb. These values are similar (with the exception of lead) to the average content in fen peats occurred in Poland area (compare BOJAKOWSKA, LECH 2008).

The most important factors (distinguished on the basis of principal components analysis) that affect the chemical composition of sediments from the site Mianów are: oxygenation changes in sedimentary environment, which are mainly due to the flooding of the Ner river valley, sorption of organic deposits, mechanical denudation processes in the catchment area and bioaccumulation of selected elements.

LITERATURA

- ADRIANO D.C., 1986. Trace elements in the terrestrial environment. Springer-Verlag, New York: 1–533.
- BENGTSSON L., ENELL M., 1986. Chemical analysis. [w:] B. E. BERGLUND (ed.) Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley&Sons, Chichester, England, UK: 423–451.
- BIERNACKA E., 1970. Wpływ nawadniania wodami ściekowymi na zawartość mikroelementów w glebach mineralnych i torfowych. Roczniki Nauk Rol., Seria F, 7(4): 35–49.

- BIERNACKA E., JANKOWSKI K., LIWSKI S., MACIAK F., 1993. Wpływ wód ściekowych przemysłu rolno-spożywczego na właściwości chemiczne i biochemiczne gleb murszowo-torfowych. *Biuletyn Torf* **1-2**: 23–36.
- BOJAKOWSKA I., GLIWICZ T., 2007. Pierwiastki śladowe w osadach jezior Suwalszczyzny. W: E. SMOLSKA, P. SZWARCZEWSKI (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Materiały VI Warsztatów Terenowych Sejny-Suwałki 14–16 czerwca 2007r.*, WGiSR UW, Warszawa, 57–60.
- BOJAKOWSKA I., LECH D., 2008. Variance of trace elements contents in peats occurred in Poland area (in Polish with English summ.). *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo* **285**: 31–41.
- BOROWIEC J., 1982. Ocena zdolności różnych utworów glebowych do zatrzymywania składników zawartości w ściekach miejskich. *Ann. UMCS, Sec. E*, **37**: 209–218.
- BOROWIEC J., URBAN D., 1983. Wpływ zalewania ściekami miejskimi na glebę i roślinność łąkową torfowiska niskiego. *Biuletyn Torf* **78(3)**: 27–41.
- BORÓWKA R. K., 1992. The pattern and magnitude of denudation in interplateau sedimentary basins during the Late Vistulian and Holocene (in Polish with English summ.). *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geografia* **54**: 1–177.
- BORÓWKA R. K., 2007. Geochemiczne badania osadów jeziornych strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Talmatologica* **1(1)**: 33–42.
- 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*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 163–172.
- BORÓWKA R. K., TOMKOWIAK J., OKUPNY D., FORYSIAK J., 2015. Skład chemiczny osadów bagiennych z doliny Łuciąży (torfowisko Bęczkowice na Równinie Piotrkowskiej). *Folia Quaternaria* [w druku].
- BROOKS R. R., 1973. Biochemical parameters and their significance for mineral exploration. *Journal of Applied Ecology* **10(3)**: 825–836.
- DEAN W. E. J., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**: 242–248.
- DOMIŃCZAK P., OKUPNY D., 2010. Spatial variability of selected physicochemical properties of biogenic sediments in the Kopanicha peatland near Skierniewice (in Polish with English summ.). *Prace Geograficzne IGI GP* **123**: 99–110.
- FORTESCUE J.A.C., 1980. *Environmental geochemistry. A holistic approach*. Springer-Verlag, New York: 1–347.
- FORYSIAK J., 2012. Record of changes in the natural environment of the Late Weichselian and Holocene preserved in the sediments of peatlands of the Łódź Region (in Polish with English summ.). *Acta Geographica Lodziensia* **99**: 1–164.
- FORYSIAK J., BORÓWKA R.K., KITTEL P., KLOSS M., LAMENTOWICZ M., PAWŁOWSKI D., PŁÓCIENNIK M., TWARDY J., ŻUREK S. 2010a. Holoceniński rozwój torfowiska Żabieniec i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. [w:] J. TWARDY, S. ŻUREK, J. FORYSIAK (red.), *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 203–214.
- FORYSIAK J., BORÓWKA R. K., PAWŁOWSKI D., PŁÓCIENNIK D., TWARDY J., ŻELAZNA-WIECZOREK, KLOSS M., ŻUREK S., 2010b. Rozwój zbiornika Żabieniec w późnym glacie i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. [w:] J. TWARDY, S. ŻUREK, J. FORYSIAK (red.), *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 191–202.
- GAŁUSZKA A., 2006. Methods of determining geochemical background in environmental studies (in Polish with English summ.). *Regionalne Studia ekologiczno-krajobrazowe. Problemy Ekologii Krajobrazu* **16**: 507–517.

- HAMMER Ø., HARPER D. A. T. and RYAN P. D., 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4: 9.
- KABATA-PENDIAS A., PENDIAS H., 1979. Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym. Wyd. Geologiczne, Warszawa: 1–300.
- KIJEWSKI P., 1995. Występowanie metali ciężkich na obszarze środkowego Nadodrza w strefie oddziaływania przemysłu miedziowego. *Fizykochemiczne Problemy Mineralurgii* 29: 47–54.
- KWIATKOWSKI A., 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Torf* 4, 31: 1–17.
- LIS J., PASIECZNA A., 2001. Tło geochemiczne i anomalie w środowiskach powierzchniowych ziemi w Polsce. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria: Górnictwo*, 48: 123–127.
- MACIAK F., BIERNACKA E., JANKOWSKI K., 1982. Wpływ nawodnień ściekami przemysłu rolno-spożywczego na zmiany składu chemicznego gleb torfowych obiektu Mątewica-Kupiski k. Łomży. *Biuletyn Torf*, 75(4): 15–25.
- MACIOSZCZYK A., 1987. *Hydrogeochemia*. Wyd. Geologiczne. Warszawa: 1–475.
- MAKSIMOW A., OKRUSZKO H., 1950. Absorption and electrolysis of copper in peat soils (in Polish with English summ.). *Roczniki Gleboznawcze* 1: 70–92.
- MALAWSKA M., EKONOMIUK A., WILKOMIRSKI B., 2006. Chemical characteristics of some peatlands in southern Poland. *Journal Mires and Peat. International Mire Conservation Group* 1: 1–14.
- MATSCHULLAT J., OTTENSTEIN R., REIMANN C., 2000. Geochemical background – can we calculate it? *Environmental Geology* 39(9): 990–1000.
- MICHAŁOWICZ J., DUDA W., 2001: Analiza wstępowania metali w jeziorach północno-zachodniej części zlewni rzeki Brdy w Tucholskim Parku Krajobrazowym. [w:] K. GWOŹDZIŃSKI (red.) *Bory Tucholskie – zasoby i ich ochrona*. Wyd. UŁ, Łódź: 165–184.
- ŁAWACZ W., PLANTER M., STASIAK K., TATUR K., WIĘCKOWSKI K., 1978. The past, present and future of three Mazurian Lakes. *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, 25: 233–238.
- OKRUSZKO H., 1983. Zróżnicowanie warunków wodnych mokradeł w aspekcie ich melioracji. *Wiadomości IMUZ*, 15(1): 13–31.
- OKUPNY D., 2013. Zmiany środowiska geograficznego w regionie łódzkim w świetle cech geochemicznych osadów wybranych torfowisk. *Maszynopis rozprawy doktorskiej, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii UŁ, Łódź*: ss. 173.
- OKUPNY D., BORÓWKA R.K., FORTUNIAK A. and TOMKOWIAK J., 2014. Skład chemiczny osadów organicznych ze stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia*, 102: 71–86.
- OKUPNY D., FORTUNIAK A. and TOMKOWIAK J., 2013. Cechy denudacji w regionie łódzkim w późnym wistulianie w świetle chemicznych badań osadów torfowiskowych. *Acta Geographica Lodziensia*, 101: 89–99.
- PAWŁOWSKI D., OKUPNY D., WŁODARSKI W., ZIELIŃSKI T., 2014. Spatial variability of selected physico-chemical parameters within peat deposits in small valley mire: a geostatistical approach. *Geologos* 20(4): 269–288.
- REIMANN C., ARNOLDUSSEN A., BOYD R., FINNE T. E., KOLLER F., NORDGULEN Ø. and ENGLMAIER P., 2007. Element contents in leaves of four plant species (birch, mountain ash, fern and spruce) along antropogenic and geogenic concentration gradients. *Science of Total Environment* 377: 416–433.
- ROTNIICKI K., 1983. Modeling past discharges of meandering rivers. [w:] K.J. GREGORY (Ed.) *Background to palaeohydrology*. John Willey and Sons Ltd, Chichester: 321–354.
- ROTNIICKI K., 1991. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial ricwrs and its palaeohydroclimatic implications. [w:] L. STARKEL, K. J. GREGORY and J. B. THORNES (eds), *Temperate Palaeohydrology*. John Willey and Sons Ltd, Chichester: 431–471.

- RYDELEK P., 2011. Origin and composition of mineral particles of selected peat deposits in Lubartowska Upland (in Polish with English summ.). *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* **11**(2): 135–149.
- SAPEK B., 1986. The copper sorption measurements as a test for estimation of the sorption capacity of organic formations (in Polish with English summ.). *Roczniki Gleboznawcze* **37**(2–3): 343–349.
- SHOTYK W., NESBIT W., FYE W.S., 1990: The behaviour of major and trace elements in complete vertical peat profiles from three *Sphagnum* bogs. *International Journal of Coal Geology* **15**: 163–190.
- STARKEL L., PAZDUR A., PAZDUR M. F., WICIK B., WIĘCKOWSKI K., 1998. Lake-level changes and palaeohydrological reconstructions during the Holocene. [w:] M. RAŁSKA-JASIEWICZOWA, T. GOSLAR, T. MADEYSKA, L. STARKEL (eds) *Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study, Part 1*, Instytut Botaniki PAN, Kraków: 225–229.
- WASYLIKOWA K., 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny*, **13**: 261–417.
- WOJCIECHOWSKI A., 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. *Wydawnictwo Naukowe UAM, seria Geografia*, **63**: 1–236.
- WOSZCZYK M., SPYCHALSKI W., 2007. Factors influencing temporal changes in heavy metal contents in the deposits of Lake Sarbsko (Gardno-Łeba Coastal Plain) on the background of the basin evolution (in Polish with English summ.). *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* **31**: 485–496.
- TOBOLSKI K., 2004. Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej (Geological criteria in the studies of biogenic accumulation basins). *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, **5**: 119–126.
- TOLPA S., JASNOWSKI M., PAŁCZYŃSKI A., 1967. System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, **76**: 9–100.
- ZGŁOBICKI W., 2008. Geochemiczny zapis działalności człowieka w osadach stokowych i rzecznych. *Wyd. UMCS, Lublin*: 1–240.
- ŻUREK S., 1993. Palaeohydrological changes in the wetlands (in Polish with English summ.). *Przegląd Geograficzny* **64**(1–2): 75–95.

FOLIA QUATERNARIA

Zeszyty 1–20 wydano w latach 1960–1965

- Nr 21. A. ŚRODOŃ: O florach kopalnych w terasach dolin karpackich. 1965.
- Nr 22. K. KOWALSKI: Stratigraphic importance of rodents in the studies on European Quaternary. 1966.
- Nr 23. A. KOWALKOWSKI & L. BERGER: Zastosowanie analizy paleomalakologicznej do badań nad rozwojem gleb w holocenie. 1966.
- Nr 24. J. K. KOZŁOWSKI: Uwagi o przemysłach oryńskiach w Polsce. 1967.
- Nr 25. K. KOWALSKI, J. K. KOZŁOWSKI, M. KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ, B. PAWLIKOWA & A. WIKTOR: Badania osadów schronisk podskalnych w Żytnej Skale (Bębło, pow. Olkusz). 1967.
- Nr 26. W. CHMIELEWSKI, K. KOWALSKI, T. MADEYSKA-NIKLEWSKA & L. SYCH: Wyniki badań osadów jaskini Koziarni w Sąpowie, pow. Olkusz. 1967.
- Nr 27. A. ORLICZ: Szczątki roślinne z okresu rzymskiego z wykopalisk archeologicznych w Wąsoszu Górnym koło Kłobucka. 1967.
- Nr 28. A. WIESEROWA: Wczesnośredniowieczne szczątki zbóż i chwastów z Przemysła. 1967.
- Nr 29. Studia nad holocenem Polski. 1968.
- Nr 30. Studia nad przebiegiem deglacjacji w Polsce. 1969.
- Nr 31. J. K. KOZŁOWSKI: Problemy geochronologii paleolitu w dolinie Wisły pod Krakowem. 1969.
- Nr 32. K. WASYLKOWA: Historia roślinności Ameryki Północnej w późnym czwartorzędzie na podstawie badań palynologicznych. 1969.
- Nr 33. K. HARMATA: Materiały do postglacjalnej historii roślinności Karpat Zachodnich. Torfowisko na Palenicy (Pogórze Gubałowskie). 1969.
- Nr 34. N. MACAROVICI et A. SEMAKA: Sur les espèces de chevaux fossiles du Quaternaire de la Roumanie. 1970.
- Nr 35. B. W. WOŁOSZYN: Holocenska fauna nietoperzy (*Chiroptera*) z jaskiń tatrzańskich. 1970.
- Nr 36. J. K. KOZŁOWSKI, H. KUBIAK & A. WELC: A Palaeolithic site with Mammoth remains at Nowa Huta (Cracow, Poland). 1970.
- Nr 37. 1. J. M. WÓJCIK: Niedźwiedź jaskiniowy z osadów Jaskini Nietoperzowej. 2. A. L. RUPRECHT: *Palaeoloxodon antiquus* (FALCONER & CAUTLEY, 1847) w północno-wschodniej Polsce. 1971.
- Nr 38. M. KLIMASZEWSKI: The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Fylsch Carpathians). 1971.
- Nr 39. 1. R. SCHILD: Lokalizacja prahistorycznych punktów eksploatacji krzemienia czekoladowego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. 2. J. K. KOZŁOWSKI: The problem of the so-called Oros culture in the light of the Palaeolithic finds from Northern China and Southern Mongolia. 3. J. PRYGALA: Zastosowanie metod archeologicznych i przyrodniczych w studiach nad osadnictwem prahistorycznym na przykładzie badań na Mazowszu. 1971.
- Nr 40. 1. Z. KLAJNERT & A. PIECHOCKI: Górnoplejstocenske osady doliny Bobrówki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. 2. D. KOPP & A. KOWALKOWSKI: Study on litho- and morphogenesis of mother rocks of soils in Sternbeck exposure. 3. E. TERZEA: Sur la présence du genre *Lemmus* (Rodentia, Mammalia) dans le Pléistocène de la Roumanie. 1972.
- Nr 41. Studies on Raj Cave near Kielce (Poland) and its deposits. 1972.
- Nr 42. 1. F. SZAFLARSKI: Roślinność Wielkopolskiego Parku Narodowego w późnym glacie i holocenie w świetle badań palynologicznych nad osadami Jeziora Budzyńskiego. 2. J. SZYDŁOWSKI & K. WASYLKOWA: Cereals from the Early Medieval fortified settlement in Lubomia, district Wodzisław Śląski, southern Poland. 1973.
- Nr 43. J. JURKIEWICZOWA, K. MAMAKOWA & E. RÜHLE: Utwory środkowego plejstocenu na południe od Wyśmierzyc (obok Nowego Miasta nad Pilicą). 1973.
- Nr 44. Upper Palaeolithic site with dwellings of Mammoth bones – Cracow, Spadzista Street B. 1974.
- Nr 45. 1. K. TOBOLSKI: Roślinność północnej Finlandii w czasie ostatniego zlodowacenia (*Vistulian*) i we wczesnym holocenie. 2. Górnopaleolityczne stanowisko Kraków – ul. Spadzista C (badania w latach 1970–1973). 1975.

- Nr 46. Studies in paleoethnobotany. Part I. 1975.
- Nr 47. Studies in paleoethnobotany. Part II. 1976.
- Nr 48. 1. K. KOWALSKI, T. MALINOWSKI & K. WASYLKOWA: Coprolites from a castrum of Lusitanian culture in Komorowo, Poznań district. 2. A. NADACHOWSKI: Fauna kopalna w osadach Jaskini Mamutowej w Wierzchowie koło Krakowa. 1976.
- Nr 49. Quaternary and human activity. 1977.
- Nr 50. W. SACHSE-KOZŁOWSKA: Polish Aurignacian assemblages. 1978.
- Nr 51. Studies on Quaternary Mammals. 1979.
- Nr 52. M. MŁYNARSKI: Die pliozänen Schildkröten Mittel- und Osteuropas (Bestimmungsschlüssel). 1980.
- Nr 53. The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene. 1981.
- Nr 54. 1. Z. BOCHEŃSKI: Szczątki kopalne ptaków z Jaskini Mamutowej. 2. D. KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA & K. SZCZEPANEK: A new interglacial locality on the Sandomierz Upland. 3. E. STWORZEWICZ: Early Pleistocene land snails from Kielniki and Kozi Grzbiet (Poland). 1981.
- Nr 55. N. SIRAKOV: Reconstruction of the Middle Palaeolithic flint assemblages from the cave Samuilitsa II (Northern Bulgaria) and their taxonomical position seen against the Palaeolithic of South-Eastern Europe. 1983.
- Nr 56. Studia nad czwartorzędem Polski Południowej. 1985.
- Nr 57. 1. J.-J. JAEGER: Origine et évolution du genre *Ellobius* (Mammalia, Rodentia) en Afrique Nord-Occidentale. 2. B. RZEBIK-KOWALSKA: *Soricidae* (Mafimalia, Insectivora) from the Plio-Pleistocene and Middle Quaternary of Morocco and Algeria. 3. M. RALSKA-JASIEWICZOWA & L. STARKEL: Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. 1988.
- Nr 58. Late Glacial and Holocene lacustrine sediments of the melt-lake Orle near Gdańsk (North Poland). 1988.
- Nr 59–60. Historia i ewolucja łądowej fauny Polski. 1989.
- Nr 61–62. The polyinterglacial Czyżów Formation in the Kleszczów Graben (Central Poland). 1991.
- Nr 63. Studies on cave sediments of the Cracow Upland (Poland). 1992.
- Nr 64. Wybrane zagadnienia neotektoniki Polski. 1993.
- Nr 65. The Pleistocene stratigraphy of the central Great Poland Lowland, Western Poland. 1994.
- Nr 66. Neotectonics of Poland: Some new achievements. 1995.
- Nr 67. The Upper Palaeolithic site Kraków-Spadzista: Units D, E and F (excavations 1986–1989). 1996.
- Nr 68. Malacofauna and environmental changes. 1997.
- Nr 69. Progress in dendrochronology of the last millennia in Poland. 1998.
- Nr 70. Post-Pleniglacial re-colonisation of the Great European Lowland. 1999.
- Nr 71. Cave sediments of the Częstochowa Upland, Central Poland: results of interdisciplinary studies. 2000.
- Nr 72. K. KOWALSKI: Pleistocene Rodents of Europe. 2001.
- Nr 73. 1. Neotectonics of Poland: recent advances. 2. Subfossil populations of snails from Vistulian loesses 2002.
- Nr 74. Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in the Western Carpathians: case studies of landslide forms and deposits. 2003.
- Nr 75. W. P. ALEXANDROWICZ: Molluscan assemblages of Late Glacial and Holocene calcareous tufas in southern Poland. 2004.
- Nr 76. W. MARGIELEWSKI: Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). 2006.
- Nr 77. Man/mammoth interactions: Bone beds and Late Gravettian occupations at Kraków-Spadzista. 2007.
- Nr 78. 1. Late Glacial and Holocene environmental changes at Osłonki, Central Poland. 2. Sculpture of elytra in species from family Dytiscidae (Insecta: Coleoptera). 2008.
- Nr 79. E. SZYCHOWSKA-KRAPIEC: Long-term chronologies of pine (*Pinus sylvestris* L.) and fir (*Abies alba* Mill.) from the Małopolska region and their palaeoclimatic interpretation. 2010.
- Nr 80. A. SAMPSON, M. KACZANOWSKA, J. K. KOZŁOWSKI i in.: Mesolithic occupations and environments on the Island of Ikaria, Aegean, Greece. 2012.
- Nr 81. 1. J. KRUPA: Naturalne i antropogeniczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i holocenie. 2. N. NAWROCKA: Analiza dendrogeomorfologiczna drzew różnych gatunków z obszaru osuwiska „L. Sawickiego” w Szymbarku, Beskid Niski, Karpaty Zewnętrzne. 2013.