










WARUNKI PALEOGEOGRAFICZNE FUNKCJONOWANIA KOPALNEGO KORYTA W STANOWISKU KOŹMIN-GŁOWY; DOLINA WARTY, KOTLINA KOLSKA

Palaeogeographical conditions of the functioning of the fossil channel in the Koźmin-Głowy site; Warta River valley, Koło Basin

JOANNA PETERA-ZGANIACZ¹ , ALEKSANDA MAJECKA² , DANUTA DZIEDUSZYŃSKA¹ ,
JACEK FORYSIAK¹ , DANIEL OKUPNY³ , SYLWIA SKOCZYLAS-ŚNIAZ⁴ ,
RENATA STACHOWICZ-RYBKA⁴ , JULIUSZ TWARDY¹ , IZABELA ZAWISKA⁵ 

Zarys treści. W artykule przedstawiono zmiany środowiska zapisane w osadach wypełniających kopalne koryto w dolinie Warty. Przeprowadzono podstawowe badania sedimentologiczne, analizę palinologiczną, szczątków makroskopowych, wioślarek oraz geochemiczną, a wiek osadów określono metodą radiowęglową. Wyniki badań pozwoliły na określenie początku wypełniania paleokoryta osadami organicznymi na starszy dryas, a jego zakończenia na okres preborealny. Starorzecze pozostawało pod wpływem procesów fluwialnych, które szczególnie intensywne były podczas starszego dryasu i przejścia młodszy dryas/preboreal. W późniejszym okresie przepływ w korycie był aktywowany, koryto meandrowało przy silnych tendencjach aggradacyjnych.

Słowa kluczowe: aluwia, gytia, późny vistulian, holocen, Polska Środkowa

Abstract. The article presents environmental changes recorded in sediments filling the fossil channel in the Warta River valley. Basic sedimentological analysis, pollen analysis, plant macrofossils, Cladocera and geochemical analysis were carried out, and the age of the sediments was determined using the radiocarbon method. The research results allowed a determination of the onset of the palaeochannel's infilling with organic sediments to the Older Dryas, and its completion in the Preboreal period. The oxbow lake was influenced by fluvial processes, which were particularly intense during the Older Dryas and the Younger Dryas/Preboreal transition. Later, the flow in the channel was activated, the channel meandered, with strong aggradational tendencies.

Key words: alluvia, gyttja, Late Vistulian, Holocene, Central Poland

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: joanna.petera@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-1045-5506; e-mail: danuta.dzieduszynska@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-2284-2183; e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-0084-4436; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-6090-0313

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Katedra Geologii Klimatycznej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: a.majecka@uw.edu.pl, ORCID: 0000-0002-3911-3155

³ Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; e-mail: daniel.okupny@usz.edu.pl, ORCID: 0000-0002-8836-6044

⁴ Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: s.skoczylas@botany.pl, ORCID: 0009-0001-0437-3926; r.stachowicz@botany.pl, ORCID: 0000-0002-0802-0570

⁵ Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: izawiska@twarda.pan.pl, ORCID: 0000-0002-5971-9728

Wstęp

Warunki paleogeograficzne determinujące procesy fluwialne od schyłku vistulianu są przedmiotem zainteresowań badawczych w dolinach rzecznych różnicowanej wielkości, położonych w różnych strefach morfogenetycznych. Podejmowane studia koncentrują się na zmienności zapisu sedymentologicznego, identyfikacji oraz datowaniu faz erozji i akumulacji czy transformacji koryt rzecznych. Udokumentowane procesy odzwierciedlają globalny rytm zmian, ale ich nasilenie, moment uruchomienia itp. są modyfikowane przez czynniki lokalne (np. Turkowska 1988; Kasse i in. 1995; Wójcicki 2010; Kaiser i in. 2012). Jeżeli w systemach fluwialnych zachowują się starorzecza wypełnione osadami biogenicznymi, to zakres informacji o paleośrodowisku znacznie się rozszerza, stwarzając także możliwość precyzyjnego datowania zdarzeń (np. Wójcicki, Marynowski 2012; Pawłowski i in. 2015; Okupny, Pawłowski 2021).

W strefie staroglacjalnej Niżu Europejskiego doliny rzeczne zaczęły formować się po ustąpieniu lądolodu stadiału warty, osiągnęły równowagę podczas interglacjału eemskiego i następnie ją utraciły w zmiennych warunkach vistulianu. Trend ku kształtowaniu stabilnego systemu rozpoczął się w późnym vistulianie zmianami w układzie koryt rzecznych, od roztokowych do meandrowych i był asynchroniczny przestrzennie i czasowo (np. Kozarski, Rotnicki 1978; Turkowska 1988; Starkel 1991; Kaiser i in. 2012), a formowanie starorzeczy ze stosunkowo głębokich i wąskich koryt stwarzało warunki do depozycji osadów biogenicznych.

Badania osadów biogenicznych prowadzone w Polsce Środkowej pozwalają na odtwarzanie coraz dokładniejszego i bardziej złożonego obrazu zmian w środowisku przyrodniczym, a zwłaszcza przejścia plenivistulian/późny vistulian oraz późny vistulian/holocen, na podstawie całego wachlarza metod badań paleośrodowiskowych (np. Żurek 1990; Twardy i in. 2010; Forysiak 2012; Forysiak i in. 2014; Pawłowski i in. 2015). Geoarchiwa powstawały w zbiornikach o różnej genezie, ale bardzo często były to starorzecza (Forysiak 2018). W większości przypadków wypełnienia starorzeczy identyfikowane są na podstawie wierceń i udokumentowanie ich w odsłonięciu jest rzadkością. W badanym przypadku było to możliwe na ścianach odkrywki nieczynnej obecnie Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów”.

Celem interdyscyplinarnych badań, którym poddany był paleozbiornik położony w dolinie rzecznej, jest określenie warunków i ram czasowych jego funkcjonowania oraz wydzielenie etapów rozwoju zapisanych w wypełniających go osadach. Rozpoznane cechy szaty roślinnej, identyfikacja faz wahań poziomu wody w starorzeczu oraz wybranych aspektów paleoekologii zbiornika stanowiąc będą istotny przyczynek w dyskusji nad ewolucją systemów rzecznych w vistulianie i holocenie.

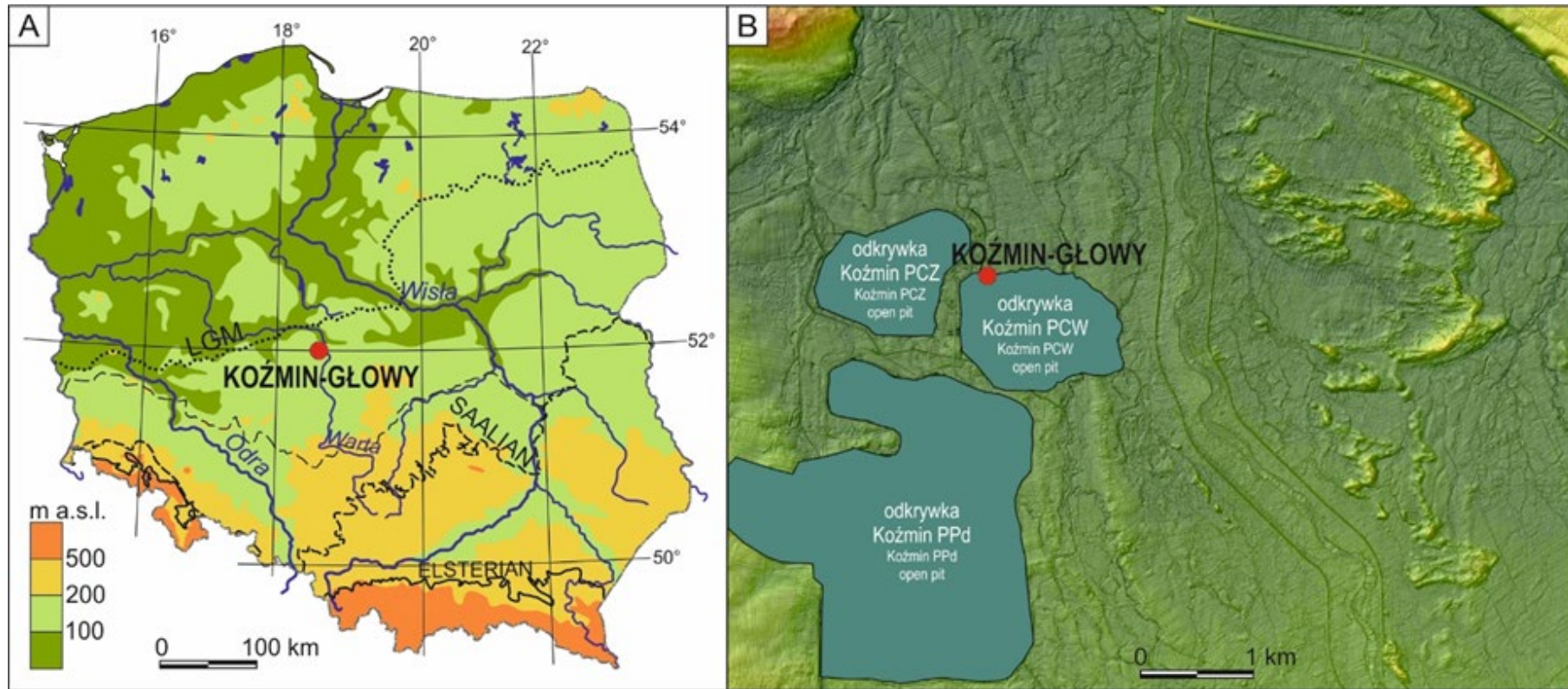
Teren badań

Teren badań położony jest w Polsce Środkowej, w środkowo-zachodniej części mezoregionu Kotliny Kolskiej (Solon i in. 2018). Najistotniejszym elementem geomorfologicznym jest południkowo przebiegający odcinek doliny Warty. Podczas vistulianu obszar ten znajdował się w strefie ekstraglacjalnej (rys. 1A), a czoło lądolodu podczas maksymalnego zasięgu znajdowało się około 15 km na północ (Marks i in. 2022). W obrębie Kotliny Kolskiej wody płynącej z południa Warty łączyły się z wodami pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Dolina Warty w badanym obszarze osiąga znaczną szerokość, najbardziej rozległym jej elementem jest terasa niska uformowana u schyłku vistulianu, a morfologicznie wyodrębniona w holocenie. Terasa jest porożcinana siecią koryt, w większości suchych, które tworzyły wielokorytowy system Warty (Forysiak 2005; Twardy i in. 2024). Pozostałością tego systemu w lewobrzeżnej części doliny są dopływy współczesnej, uregulowanej Warty – Teleszyna i Kielbaska.

Metody

Szczegółowe badania przeprowadzono w stanowisku Koźmin-Głowy, położonym w obrębie terasy niskiej, około 1,5 km na zachód od współczesnego koryta Warty (52°06'1,6" N; 18°39'46,4" E). Stanowisko to dostępne było na północnej ścianie odkrywki Koźmin PCW (Pole Centralne Wschodnie; rys. 1B), gdzie udokumentowano ponad pięciometrowy profil osadów wypełniających starorzecze. Analizom paleoekologicznym poddano osady biogeniczne o miąższości 1,97 m zalegające w zakresie głębokości: 5,28––3,32 m (rys. 2). Wyniki analiz paleoekologicznych skorelowano z podziałem chronostratygraficznym zaproponowanym przez Mangeruda i in. (1974) i Starkla i in. (2013).



Rys. 1. Lokalizacja terenu badań
 A – w stosunku do wybranych zasięgów zlodowaceń plejstoceńskich (wg Marksa i in. 2022)
 B – teren badań na tle Numerycznego Modelu Terenu

Location of study area
 A – against selected Pleistocene glaciations extent (after Marks *et al.* 2022)
 B – study area against Digital Elevation Model

Analizy sedymentologiczne

W górnej części wypełnienia – od powierzchni terenu do głębokości 3,32 m – przeprowadzono analizę strukturalno-teksturalną osadów mineralnych, zgodnie z zaleceniami Zielińskiego (2014). W wybranych warstwach osadów przeprowadzono analizę granulometryczną (Mycielska-Dowgiałło 1995), a na jej podstawie obliczono wskaźniki uziarnienia według Folka i Warda (1957): średnią średnicę ziarna (M_z), wysortowanie (δ_1), skośność (Sk_1) i kurtozę (K_G). Dla tych samych próbek wykonano analizę obróbki ziaren kwarcu we frakcji 0,63–0,80 mm według metody Cailleux zmodyfikowanej przez Manikowską (1985). Wydzielono pięć typów ziaren: zaokrąglone matowe, eolizowane (RM), częściowo zaokrąglone (M), dobrze obtoczone, błyszczące (EL), pęknięte (C) oraz świeże, nieobrobione (NU).

Analiza geochronologiczna

Osady biogeniczne poddano analizie geochronologicznej przy zastosowaniu metody radiowęglowej w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale. Wyniki datowań radiowęglowych uzyskane dla ośmiu próbek wykalibrowano na podstawie krzywej kalibracyjnej IntCal 20 (Reimer i in. 2020) w programie OxCal v4.4.4. (Bronk Ramsey 2009).

Analiza palinologiczna

Wszystkie próbki do analizy palinologicznej poddano acetolizie według metody Erdtmanna (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986; Faegri i in. 1989). W pierwszym etapie próbki o objętości 1 cm³ zalewano 10% kwasem solnym (HCl) do całkowitego wyburzenia w celu usunięcia węglanu wapnia. Następnie płukano je wodą destylowaną i kolejno gotowano z 10% zasadą potasową (KOH). Ponownie przepłukiwano osad wodą destylowaną i odwirowywano. W dalszej kolejności, w celu usunięcia części mineralnych, osad traktowano 40% zimnym kwasem fluorowodorowym (HF). W zależności od stopnia zawartości części ilastych osad pozostawał w kwasie od 24 godzin do kilku dób. Po tym etapie gotowano go z HF przez około 1 godzinę i odwirowywano. Następnie traktowano osad 10% wrzącym HCl, dwukrotnie przepłukiwano wodą, a następnie kwasem octowym (CH₃COOH), 10% KOH, dwa razy wodą destylowaną oraz mieszaniną wody i etanolu (C₂H₅OH).

Analizę pyłkową wykonano dla 36 próbek. W przedziale głębokości 4,24–4,10 m stwierdzono bardzo niską frekwencję pyłku lub całkowity jego brak. Ze względu na zasadniczo niską frekwencję pyłku w próbkach zliczano co najmniej 300 ziaren pyłku drzew i krzewów (AP) i wszystkie ziarna roślin zielnych (NAP) oraz sporomorfy roślin szuwarowo-bagiennych i wodnych, zarodnikowych oraz glonów. Taksony określono za pomocą kluczy i atlasów (Moore i in. 1991; Reille 1992). Wartości procentowe pyłku opierają się na sumie całkowitej AP i NAP. Z całkowitej sumy wykluczono taksony szuwarowo-bagiennie i wodne, zarodnikowe i glony. Wyniki dały podstawę do konstrukcji uproszczonego procentowego diagramu pyłkowego, wykreślonego przy użyciu programu POLPAL (Nalepka, Walanus 2003).

Analiza makroskopowych szczątków roślin i analiza malakologiczna

Przeanalizowano 28 próbek o objętości 40 ml zawierających szczątki roślinne i muszle mięczaków. Próbki macerowano z dodatkiem KOH i detergentu, a następnie szlamowano na sicie o średnicy oczek ϕ 0,18 mm. Materiał przebrano i oznaczano przy użyciu mikroskopu stereoskopowego Carl ZEISS Stemi 508. Szczątki roślinne zabezpieczono w mieszance złożonej z gliceryny, wody i alkoholu etylowego w stosunku 1:1:1 z dodatkiem tymolu. Szczątki malakologiczne pozostawiono do całkowitego wysuszenia. Oznaczenia wykonano z pomocą kluczy, atlasów i innych publikacji, a także zbioru porównawczego współczesnych oraz kopalnych nasion i owoców z Narodowej Kolekcji Bioróżnorodności Organizmów Współczesnych i Kopalnych IB PAN (NKB IB PAN). Wyniki przedstawiono na diagramie wykonanym w programie POLPAL (Nalepka, Walanus 2003).

Analiza Cladocera

Analizę wioślarek wykonano dla 15 próbek. Próbki świeżego osadu o objętości 1 cm³ zostały przygotowane do analizy zgodnie z przyjętą procedurą badawczą (Frey 1986). Każda próbka była gotowana w 10% roztworze KOH, a następnie umieszczona na mieszadle magnetycznym. Powstałą zawiesinę przesiano przez sito o średnicy oczek ϕ 0,038 mm, zalewając jednocześnie 10% HCl w celu pozbycia się węglanów. Pozostałości znajdujące się na sicie przeniesiono do próbek

o pojemności 15 ml i poddano analizie składu gatunkowego. Ze względu na niską frekwencję dla każdej próbki analizowano 2–4 szkiełka, na każdym szkiełku jednorazowo rozprowadzano 1 ml zawiesiny. Gatunki wioślarek zostały oznaczone według klucza (Szeroczyńska, Sarmaja-Korjonen 2007). Na diagramie wykonanym w programie C2 (Juggins 2007) przedstawiono udział procentowy poszczególnych gatunków, sumę osobników, sumę gatunków pelagicznych (P) i litoralnych (L) oraz liczbę gatunków wioślarek.

Analiza geochemiczna

Badania geochemiczne dla 99 próbek obejmowały oznaczenie procentowe: udziału materii organicznej metodą strat prażenia (*loss on ignition* – LOI) w piecu muflowym firmy Gallenkamp, węgla wapnia (CaCO_3) metodą objętościową przy użyciu aparatu Scheiblera oraz zawartości krzemionki bio- i terygeniczej poprzez rozpuszczenie popiołu w związkach alkalicznych. W tym celu świeże próbki osadów po liofilizacji w urządzeniu Alpha 1-1 LD plus firmy Chrust, wysuszeniu ich w temperaturze 105°C i homogenizacji w agatowym moździerzu mineralizowano na sucho poprzez prażenie w temperaturze 550°C do stałej masy. Uzyskany popiół mineralizowano na mokro, rozpuszczając go w mieszaninie: 8 ml stężonego kwasu azotowego (HNO_3), 2 ml 10% kwasu solnego (HCl) z dodatkiem 2 ml perhydrolu (H_2O_2). Mineralizacja ta została wykonana w tyglach teflonowych przy pomocy dwunastokolumnowego mineralizatora ultradźwiękowego firmy Berghoff. W uzyskanych roztworach oznaczono koncentrację wybranych pierwiastków (Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn, Cu, Zn i Pb) metodą spektrometrii absorpcji atomowej (AAS) na urządzeniu Solaar 969 firmy Unicam. Aby uniknąć wzajemnych oddziaływań między poszczególnymi pierwiastkami, został użyty roztwór lantanu w stężeniach określonych przez Pintę (1977). Wyniki koncentracji większości metali wyrażono w mg/g s.m. z wyjątkiem Cu, Zn i Pb, których koncentrację przeliczono na $\mu\text{g/g}$ s.m. Dla świeżych próbek oznaczono także odczyn w zawiesinie z wodą destylowaną i przy użyciu pH-metru firmy Elmetron.

Analizę wykonano zgodnie z metodyką opisaną w pracach Borówki (1992) oraz Żurka (2010). Na podstawie relacji udziału procentowego głównych składników litogeochemicznych wyróżniono i zdefiniowano według klasyfikacji Markowskiego (1980) typy osadów biogenicz-

nych. Z kolei wyniki wybranych wskaźników geochemicznych stanowiły podstawę wyznaczenia głównych faz przemian środowiska podczas depozycji badanych osadów. Interpretacja paleośrodowiskowa opiera się na założeniu, że oznaczone składniki pochodzą z różnych źródeł oraz że ich koncentracja w osadach uzależniona jest od warunków fizykochemicznych środowiska akumulacyjnego i litologii zlewni, typu i intensywności procesów denudacyjnych, wahań poziomu wody oraz zdolności bioakumulacyjnych (Enters i in. 2010; Mendyk i in. 2016; Okupny 2023).

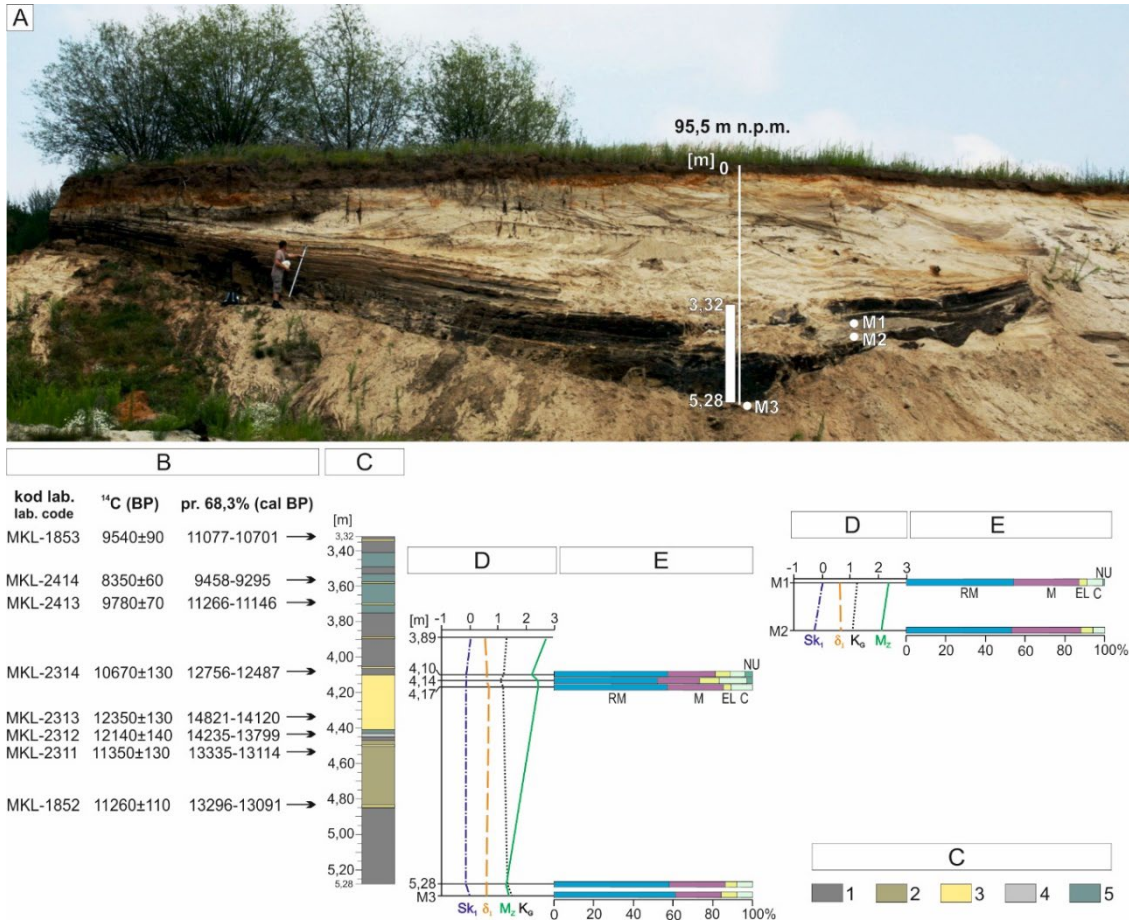
Wyniki

Sedymentologia i geochronologia

Koryto zostało wycięte w osadach piaszczystych (rys. 2), w których przeważa warstwowanie horyzontalne lub laminacja riplemarkowa, niekiedy występują warstwowania przekątne tabularne (Lisek, Petera-Zganiacz 2017). Bezpośrednio poniżej osadów biogenicznych występują piaski średnioziarniste umiarkowanie wysortowane, w których zdecydowanie dominują ziarna eolizowane, przekraczając nawet 60% (rys. 2).

Dno koryta sięga 5,3 m p.p.t. We wschodniej części koryta w spągu wypełnienia występują piaski warstwowane rynnowo, w dolnej części litofacji występują pojedyncze ziarna żwiru od drobnego po gruby. Na głębokości 5,28 m znajduje się spąg osadów biogenicznych. Rozpoczyna je gytia ilasta, od 4,85 m występuje gytia drobnodetrytusowa z przewarstwieniami gytii ilasto-węglanowej, a na głębokościach 4,84 m i 4,50 m znajdują się także przewarstwienia piaszczyste. Powyżej zaznacza się zmienność litologiczna co 0,2 m i po kolei występują: gytia ilasta, gytia ilasto-węglanowa i gytia drobnodetrytusowa. W przedziale głębokości 4,41–4,10 m występuje piasek z namytą materią organiczną. Górna część profilu zdominowana jest przez gytie ilastą (głębokości: 4,10–3,75 m, 3,53–3,49 m i 3,41–3,34 m) i drobnodetrytusową (głębokości: 3,75–3,53 m i 3,49–3,41 m). W osadach tych zarejestrowano kilka cienkich przewarstwień piaszczystych na głębokościach: 4,04 m, 3,89 m, 3,70 m, 3,58 m oraz 4,34 m (rys. 2).

Przewarstwienie piaszczyste rozbudowuje się ku wschodowi, tworząc wyraźnie ograniczoną przestrzennie litofację piasków o przekątnej laminacji riplemarkowej osiągającą miąższość około 50 cm. Są to piaski grubo- i średnioziarniste o umiarkowanym wysortowaniu. Obróbka ziaren



Rys. 2. Stanowisko Koźmin-Głowy

A – fotografia ściany odkrywki z zaznaczonym miejscem poboru rdzenia z osadów biogenicznych oraz próbek do analizy uziarnienia i obróbki ziaren kwarcu

B – wyniki datowań radiowęglowych

C – litologia

1 – gytia ilasta, 2 – gytia drobnodetrytusowa z przewarstwieniami gytii ilasto-węglanowej, 3 – piasek, 4 – gytia ilasto-węglanowa, 5 – gytia drobnodetrytusowa

D – wyniki analizy granulometrycznej – wskaźniki Folk’a i Ward’a

M_z – średnia średnica ziarna, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, K_G – kurtozja

E – wyniki analizy obróbki ziaren kwarcu

RM – ziarna zaokrąglone matowe, eolizowane, M – częściowo zaokrąglone, EL – ziarna okrągłe błyszczące, C – ziarna pęknięte, NU – ziarna świeże, nieobrobione

Koźmin-Głowy site

A – photograph of the open pit wall with location of core taken from biogenic sediments and samples taken for analysis of grain size and quartz grains abrasion

B – results of radiocarbon dating

C – lithology

1 – clay gyttja, 2 – fine-detritus gyttja with interlayers of clay-calcerous gyttja, 3 – sand, 4 – clay-calcerous gyttja, 5 – fine-detritus gyttja

D – results of grain size analysis – Folk and Ward coefficients

M_z – mean grain diameter, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

E – results of quartz grain abrasion analysis

RM – grains rounded, matte, aeolized, M – partly rounded, EL – rounded shiny grains, C – cracked grains, NU – fresh, unprocessed grains

kwarcu wykazuje znaczną przewagę ziaren eolizowanych, ale jest ich nieco mniej niż w podłożu, zwiększa się tu udział ziaren typu M i pojawiają się ziarna świeże, nieobrobione. Analizie poddano także przewarstwienia piaszczyste występujące

w górnej warstwie gytii ilastej. Są to piaski średnio- i drobnodziarniste umiarkowanie wysortowane. Przewarstwienia te ku wschodowi osiągają miąższości zaledwie centymetra – w takim przypadku występuje laminacja soczewkowa (w rozu-

mieniu Maciaszka i in. 2019) – lub do kilku centymetrów w litofacjach riplemarkowych. Charakterystyka obróbki ziaren kwarcu jest zbliżona do uzyskanej w warstwie opisanej powyżej (rys. 2). Podkreślić należy, że w całym profilu osadów organicznych obserwowano liczne, choć bardzo cienkie przewarstwienia piaszczyste.

Wyniki datowań radiowęglowych mieszczą się w zakresie od 12350±130 BP (68,3% prawd.: 14821–14120 cal BP; MKL-2313) do 8350±60 BP (68,3% prawd.: 9458–9295 cal BP; MKL-2414) (rys. 2). W przypadku trzech z ośmiu dat nastąpiła inwersja (rys. 2).

Kontakt osadów organicznych z leżącymi powyżej ma charakter erozyjny. W zachodniej części wypełnienia występują dobrze wykształcone ławice złożone typu ESC (*epsilon cross-stratification*), składające się z warstw piasków średnioziarnistych i drobnych osadów z dużym udziałem detrytusu roślinnego, przy czym miąższość warstw piaszczystych zwiększa się ku dolnej części koryta. W centralnej i wschodniej części koryta występują piaski warstwowane przekątnie rynnowo, ławice o pokroju tafłowym obserwowane na przestrzeni kilku metrów czy kolejne ławice złożone typu ECS. W odsłonięciu czytelne są trzy rozcięcia erozyjne, które wypełnione są osadami coraz młodszych generacji o podobnych cechach strukturalnych, ale mniejszej skali.

Palinologia

Na podstawie przebiegu krzywych taksonów w uproszczonym diagramie pyłkowym (rys. 3) spektra pyłkowe podzielono na pięć lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ). W najstarszym wydzielonym poziomie KG-1 L PAZ reprezentowanym przez siedem próbek w przedziale głębokości 5,28–4,92 m zaznacza się wysoki, sięgający 40% udział roślinności zielnej (NAP) reprezentowanej przede wszystkim przez turzycowate (Cyperaceae undiff.), trawy (Poaceae undiff.), bylicę (*Artemisia*) oraz komosowate (Chenopodiaceae), a w młodszej części poziomu także wiązówkę (*Filipendula*). W początkowej fazie zaznacza się duży udział ziaren zniszczonych i współtowarzyszących im ziaren pyłku taksonów o wyższych wymaganiach klimatycznych, jak np. leszczyny (*Corylus avellana*). Wśród taksonów drzew i krzewów (AP maksymalnie do 62%) dominują sosna (*Pinus sylvestris* t.) i brzoza (*Betula* undiff.). W młodszej części poziomu pojawia się olsza (*Alnus* undiff.). Brzoza karłowata (*Betula nana* t.) w udziale 1,5–2% tworzy ciągłą krzywą; z grupy krzewów oznaczono ponadto wierzbę

(*Salix undiff.*) i w bardzo niewielkim udziale jałowiec (*Juniperus communis*).

Poziom KG-2 L PAZ (przedział głębokości 4,88–4,56 m) cechuje wzrost udziału drzew i krzewów (AP) od 68% do 81%, z dominacją sosny (*Pinus sylvestris* t.) oraz brzozy (*Betula* undiff.). *Betula nana* t. osiąga maksymalnie 4%. Wśród roślin zielnych (NAP) odnotowano spadający udział turzycowatych (Cyperaceae undiff.), traw (Poaceae undiff.), bylicy (*Artemisia*) i komosowatych (Chenopodiaceae), natomiast stały wysoki 5% udział wiązówki (*Filipendula*), synchroniczny z występowaniem pałki szerokolistnej (*Typha latifolia*). Zarejestrowano zdecydowane zmniejszenie ilości ziaren zniszczonych.

Poziom KG-3 L PAZ (przedział głębokości 4,52–4,12 m) cechuje bardzo duża zmienność udziału procentowego drzew i krzewów (AP), średnio na poziomie 67–80% w stosunku do roślin zielnych (NAP). Wahania AP (w przedziale 60–97%) pokrywają się z występowaniem piaszczystych przewarstwień w profilu. Wahania wyrażone są w postaci spadków udziału sosny (*Pinus sylvestris* t.) i nagłych wzrostów udziału brzozy (*Betula* undiff.). Odsetek innych taksonów także jest niestabilny i niski, a na głębokości 4,40 m oznaczono nieliczne fragmenty węgla drzewnych. W młodszej części poziomu odnotowano w przedziale głębokości 4,24–4,12 m hiatus, wyrażony brakiem materiału pyłkowego w obrębie piaszczystej warstwy osadów.

Poziom KG-4 L PAZ (przedział głębokości 4,08–3,80 m) cechuje wzrost udziału drzew i krzewów (AP) sięgający 80–89%, wśród których dominuje brzoza (*Betula* undiff.) i sosna (*Pinus sylvestris* t.), pojawiają się także wiąz (*Ulmus*) i topola (*Populus*). Stwierdzono ciągłą obecność brzozy karłowatej (*Betula nana* t.), średnio 2%, ze zwiększonym udziałem do około 5% na głębokości 3,88 m. Wśród roślin zielnych zaznacza się stała obecność turzycowatych (Cyperaceae undiff.), traw (Poaceae undiff.) i wiązówki (*Filipendula*) na poziomie 3–3,5%, natomiast udział bylicy (*Artemisia*) spada.

Poziom KG-5 L PAZ (przedział głębokości 3,72–3,32 m) cechuje udział drzew i krzewów (AP) na poziomie 63–76% przy rosnącym znaczeniu sosny (*Pinus sylvestris* t.) i równoczesnym spadku brzozy (*Betula* undiff.). W starszej części udział wiązu (*Ulmus*) jest na poziomie 1,5%, a w młodszej części zanika, w miejsce czego (głębokość 3,48–3,40 m) pojawiają się synchronicznie taksony, takie jak topola (*Populus*), dąb (*Quercus*), olsza (*Alnus* undiff.), leszczyna (*Corylus avellana*) i świerk (*Picea abies*). Ich występowanie

nie jest równoczesne z punktowym pojawieniem się jałowca (*Juniperus communis*) i wzrostem NAP do 37%, w tym udziału Cyperaceae undiff. oraz *Artemisia*. Oznaczono nieliczne fragmenty węgla na głębokości 3,62 m.

Makroszczałki roślin i mięczaki

Biorąc pod uwagę występowanie najbardziej licznych lub charakterystycznych grup taksonomicznych dla określonego poziomu, diagram przedstawiający wybrane grupy makroszczałków roślin został podzielony na pięć lokalnych poziomów oznaczonych jako L MAZ (rys. 4).

Poziom KG-1 (przedział głębokości 5,25–4,91 m) jest niemal pozbawiony szczytków roślinnych. Zaznaczają się tu pojedyncze owocki i łuski *Betula nana* oraz nasiona *Urtica dioica*. Znalezione również kilka owocków *Carex rostrata* i kilka gałązek mchów. W obrębie całego poziomu zaznacza się wysoki udział szczytków zwierzęcych, w szczególności: *Plumatella* sp., *Cristatella mucedo*, *Daphnia* sp. oraz sklerocja grzyba *Cenococcum geophilum*.

Kolejny poziom KG-2 mieści się w przedziale głębokości 4,83–4,51 m. Dominują w nim szczytki *Betula* sect. *Albae*. W stropie zaznacza się także wzrost udziału *Pinus sylvestris*. Pojawiają się tu taksony siedlisk wilgotnych i bagiennych, między innymi: *Urtica dioica*, *Filipendula ulmaria*, *Carex rostrata*. Pas szuwaru reprezentuje *Typha* sp. Wśród roślinności wodnej notuje się bardzo wysoki wzrost *Stratiotes* sp. oraz pojedyncze nasiona *Hippuris vulgaris*. Oznaczono nieliczne muszle ślimaka *Bithynia tentaculata* oraz pojedyncze fragmenty węgla drzewnych.

Poziom KG-3 wydzielono w przedziale głębokości 4,47–4,11 m. Utrzymuje się w nim dominacja *Betula* sect. *Albae* oraz *Pinus sylvestris*. W górnej części poziomu wzrasta udział *Betula nana*. Rośliny bagienne reprezentowane są przez: *Menyanthes trifoliata*, *Carex rostrata*, *C. riparia*, *C. nigra* oraz gałązki mchów. Obecność *Carex paucifloroides* wzbogaca pas szuwaru. Udział *Stratiotes* sp. gwałtownie maleje, a pozostałe gatunki wodne są słabo reprezentowane m. in. przez owocki *Hippuris vulgaris* i *Batrachium* sp. Tylko w tym poziomie pojawiają się endokarpy *Potamogeton gramineus* i *P. obtusifolius*. W stropie zaznacza się wzrost ilości drewna. Liczne są też fragmenty szkieletów ryb, skorup Ostracoda oraz muszli *Bithynia tentaculata*.

W poziomie KG-4 (przedział głębokości 4,05–3,81 m) udział brzozy i sosny jest nadal wysoki. Zwiększa się udział roślin siedlisk eutrofi-

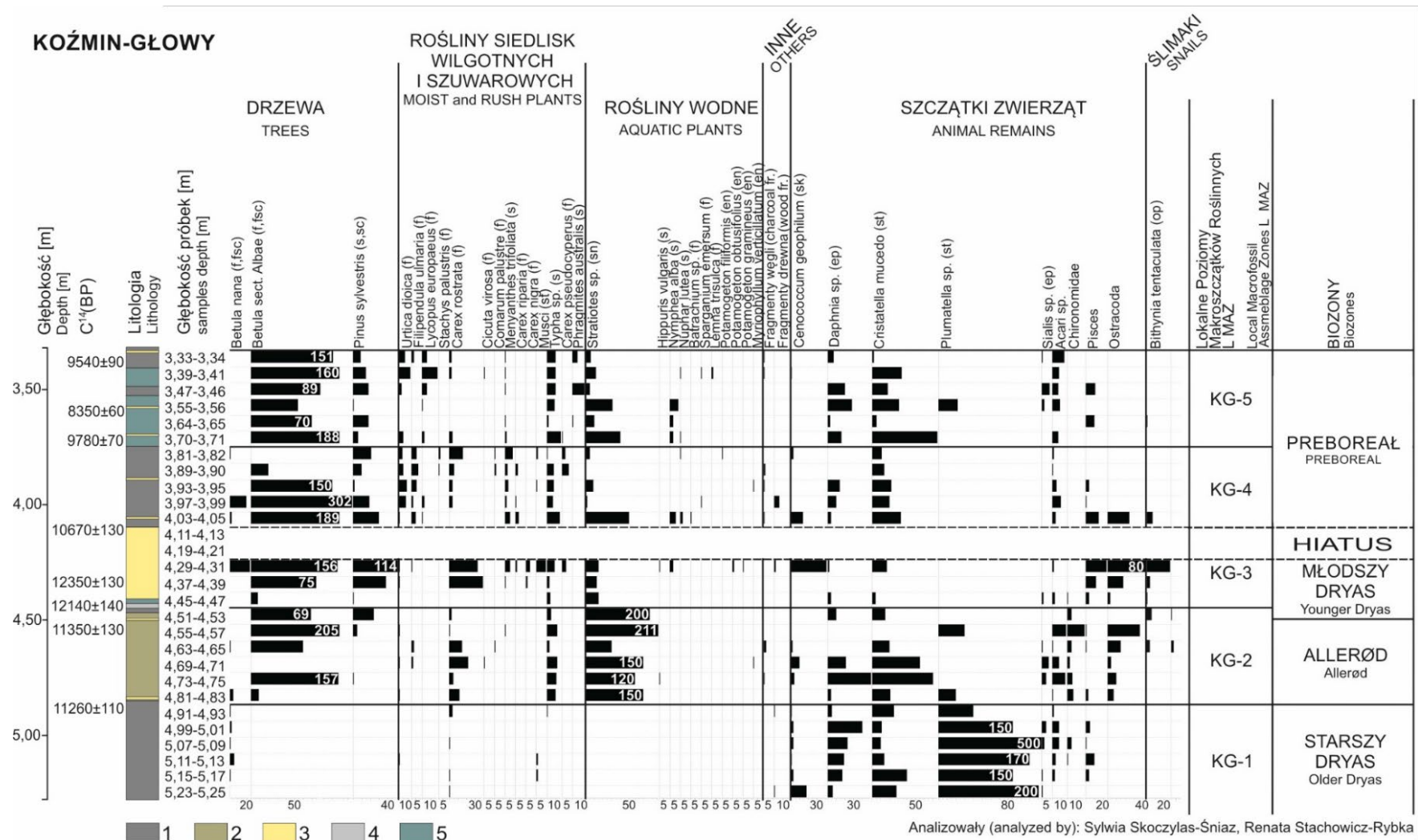
cznych i wilgotnych, takich jak *Urtica dioica*, *Filipendula ulmaria*, *Lycopus europaeus* oraz *Stachys palustris*. Liczne są także rośliny bagienne i szuwarowe: *Carex rostrata*, *Carex riparia*, *Menyanthes trifoliata*, *Typha* sp., *Carex paucifloroides*. Wśród roślinności wodnej zaznacza się wzrost *Nymphaea alba* oraz *Nuphar lutea*. Obecne są także owocki *Batrachium* sp. oraz endokarpy *Potamogeton filiformis*. Szczałki zwierzęce zdominowane są przez *Cristatella mucedo*. Występują tu także nieliczne fragmenty węgla drzewnych i drewna.

Ostatni z wydzielonych poziomów KG-5 znajduje się na głębokości 3,71–3,33 cm. Najliczniejszą grupę stanowią brzozy *Betula* sect. *Albae* oraz towarzyszące im sosny *Pinus sylvestris*. Drastycznie spada udział roślinności bagiennych. W pasie szuwaru pojawia się *Phragmites australis*. Rośliny siedlisk wilgotnych i eutroficznych pojawiają się licznie w stropie poziomu, gdzie dominują *Urtica dioica*, *Lycopus europaeus* i *Filipendula ulmaria*. Roślinność wodna zdominowana jest przez *Stratiotes* sp. oraz *Nymphaea alba*. Pojawiają się tu także nasiona *Lemna trisulca*. Pośród szczytków zwierzęcych przeważają *Daphnia* sp. oraz *Cristatella mucedo*.

Cladocera

W analizowanych osadach rozpoznano 21 gatunków wioślarek, jednak w poszczególnych próbkach liczba ta wynosiła od 4 do 15. Również suma osobników wioślarek w próbce podlegała znacznym wahaniom, od maksymalnej wartości 9500 na głębokości 3,84 m do zaledwie 100 osobników na głębokości 4,72 m. W badanych osadach występowały tylko dwa gatunki żyjące w strefie otwartej wody: *Bosmina longirostris* i *Daphnia longispina* group, a obecność Cladocera żyjących wśród roślin świadczy o występowaniu makrofytów w strefie przybrzeżnej. Na podstawie analizy wioślarek wyróżniono sześć faz rozwoju zbiornika (rys. 5).

W fazie I dominują gatunki litoralne, obecny jest również gatunek pelagiczny *Bosmina longirostris*. Niska frekwencja całkowita wskazuje na niską trofię lub/i płytki zbiornik. Faza II wiąże się z wyraźnym spadkiem liczby gatunków do zaledwie czterech i frekwencji osobników wioślarek, co świadczy o znaczącym zaburzeniu funkcjonowania zbiornika. W III fazie liczba gatunków wioślarek ponownie wzrasta, ale ich frekwencja jest na niskim poziomie. Faza IV odznacza się wzrostem udziału gatunku *Bosmina longirostris* do około 50%, co może sugerować podniesienie się pozio-

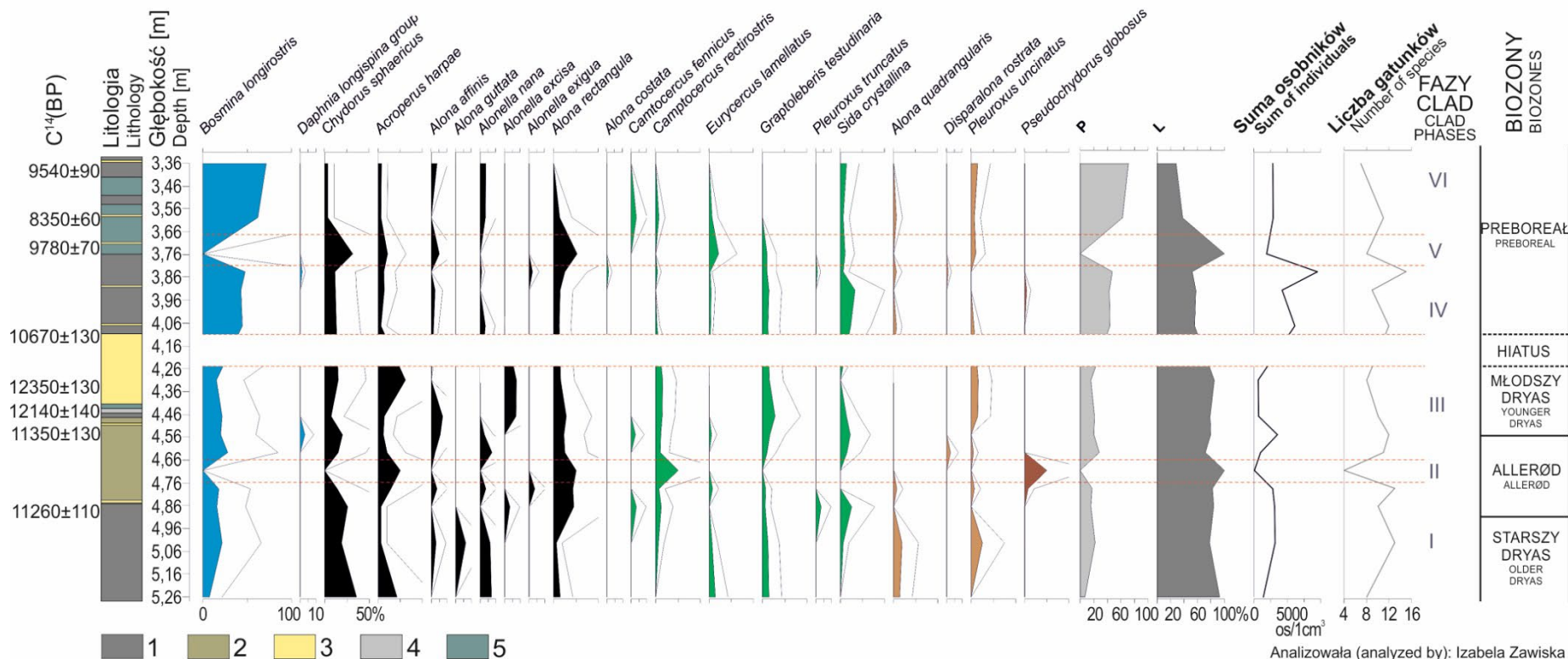


Rys. 4. Uproszczony diagram szczątków makroskopowych ze stanowiska Koźmin-Głowy
 1 – gytia ilasta, 2 – gytia drobnodetrytusowa z przewarstwieniami gytii ilasto-węglanowej, 3 – piasek, 4 – gytia ilasto-węglanowa, 5 – gytia drobnodetrytusowa

Simplified macrofossils diagram from the Koźmin-Głowy site
 1 – clay gyttja, 2 – fine-detritus gyttja with interlayers of clay-calcerous gyttja, 3 – sand, 4 – clay-calcerous gyttja, 5 – fine-detritus gyttja

KOŹMIN-GŁOWY

68



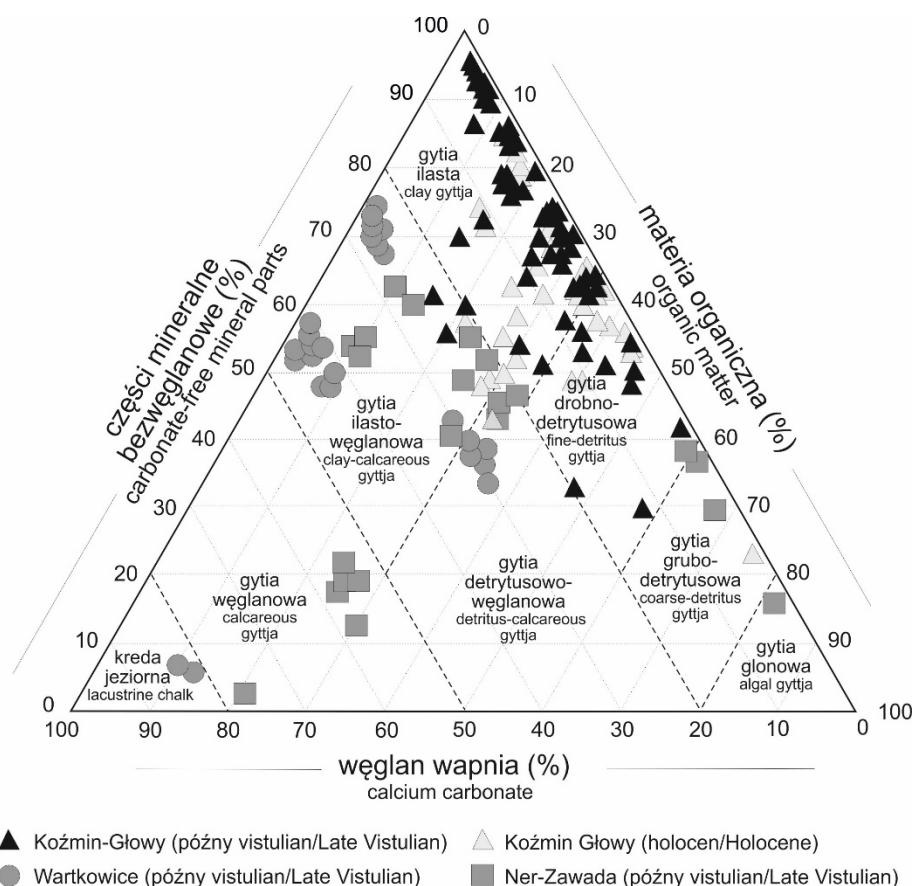
Rys. 5. Diagram procentowej zawartości szczątków wioślarek (Cladocera) stanowiska Koźmin-Głowy
 1 – gytia ilasta, 2 – gytia drobnodetrytusowa z przewarstwieniami gytii ilasto-węglanowej, 3 – piasek, 4 – gytia ilasto-węglanowa, 5 – gytia drobnodetrytusowa

Percentage diagram of Cladocera specimens in sediments of the Koźmin-Głowy site
 1 – clay gyttja, 2 – fine-detritus gyttja with interlayers of clay-calcerous gyttja, 3 – sand, 4 – clay-calcerous gyttja, 5 – fine-detritus gyttja

mu wody. W fazie tej występuje najwyższa frekwencja całkowita, a szczątki są dobrze zachowane. Kolejna faza (V) podobna jest do fazy II, gdzie nastąpił wyraźny spadek frekwencji *Bosmina longirostris* przy wzroście udziału gatunków litoralnych. W fazie VI duży udział przekraczający 60% ma gatunek pelagiczny *Bosmina longirostris*, co może wskazywać na wyższy poziom wody. Występują tu również gatunki litoralne.

Geochemia

Głównym składnikiem litogeochemicznym osadów z profilu osadów biogenicznych jest bezwęglanowa materia mineralna (rys. 6). Jej udział waha się od 21% w gytii drobnodetrytusowej do nieco ponad 90% w gytii ilastej. Z kolei średni udział materii organicznej wynosi 25%, podczas gdy najniższe wartości (rzędu kilku %) stwierdzono



Rys. 6. Podział osadów biogenicznych w stanowisku Koźmin-Głowy w oparciu o klasyfikację Markowskiego (1980) na tle wyników wzajemnej relacji trzech głównych składników litogeochemicznych innych stanowisk osadów węglanowych z terenu Kotliny Kolskiej

Division of biogenic sediments at Koźmin-Głowy site based on classification of Markowski (1980) against the results of the mutual relationship of the three main lithogeochemical components of other carbonate sediment sites from the Koło Basin

dla gytii ilastej w środkowej części profilu, zaś najwyższe wartości (nawet 76%) są charakterystyczne dla gytii drobnodetrysusowej w tej samej części profilu. Najwyższym udziałem węglanu wapnia, dochodzącym do 26%, cechuje się gytia ilasto-węglanowa w spągowej oraz środkowej części profilu. Z kolei stopniowy wzrost zakwaszenia środowiska akumulacyjnego objawia się spadkiem pH z 7 w spągowej i środkowej części

badanego profilu do 4,8 w stropie. Większość oznaczonych pierwiastków, w tym szczególnie Na, K, Mg i Zn, odznacza się dużą zmiennością (tab. 1). Wapń najczęściej występuje w formie węglanów, a koncentracja Ca wzrasta wraz z zawartością węglanu wapnia, niemniej współczynnik korelacji Pearsona między tymi składnikami w badanym profilu nie przekracza wartości $r=0,7$.

Tabela 1

Miary statystyczne badanych parametrów dla osadów biogenicznych z stanowiska Koźmin-Głowy (średnia±odchylenie standardowe; zakres)

Statistical measures of the studied parameters for biogenic sediments from the Koźmin-Głowy site (mean ± standard deviation; range)

Wiek/ <i>Age</i>	Starszy dryas/ <i>Older Dryas</i>	Allerød/ <i>Allerød</i>	Młodszy dryas/ <i>Younger Dryas</i>	Preboreał/ <i>Preboreal</i>
Składnik geochemiczny/ <i>Geochemical component</i>	n=20	n=19	n=22	n=40
LOI [%]	18,01±4,38 9,43–25,32	31,69±4,43 24,85–41,98	31,7±19,9 1,12–76,88	27,55±8,62 4,02–47,3
CaCO ₃ [%]	27,09±10,7 5,47–36,35	41,75±11,7 28,8–79,58	35,6±23,0 3,89–86,43	9,03±4,77 2,09–24,9
SiO _{2tery} [%]	54,89±14,5 39,9–85,09	26,55±12,64 6,05–40,97	32,6±30,3 1,11–91,32	63,4±12,35 43,2–93,8
Na [mg/g s.m.]	0,14±0,03 0,09–0,22	0,09±0,02 0,05–0,14	0,07±0,02 0,03–0,11	0,11±0,03 0,03–0,17
K [mg/g s.m.]	1,98±0,76 0,88–3,57	0,38±0,13 0,23–0,73	0,44±0,21 0,18–0,88	1,27±0,56 0,32–2,28
Ca [mg/g s.m.]	27,09±10,7 5,47–36,35	41,75±11,7 28,88–79,58	35,56±23,0 3,89–88,43	9,06±4,78 2,09–24,99
Mg [mg/g s.m.]	2,28±0,77 1,11–3,92	0,70±0,14 0,53–1,01	0,66±0,29 0,24–1,17	1,23±0,51 0,28–2,12
Fe [mg/g s.m.]	121,1±47,1 24,90–191,5	190,8±37,1 123,3–254	65,8±63,0 7,53–189,5	73,2±42,1 11,6–148
Mn [mg/g s.m.]	2,20±0,57 0,58–2,86	2,97±0,35 2,12–3,33	0,88±0,67 0,18–2,41	1,47±0,84 0,14–3,86
Cu [μg/g s.m.]	9,66±1,91 6,10–13,65	5,98±0,71 4,31–7,21	6,45±1,00 4,51–8,40	8,55±2,18 4,56–13,3
Zn [μg/g s.m.]	521,6±388 26,8–1110	612±486 60,5–2430	16,1±129 3,81–485	66,8±30,6 7,70–138,8

Ewolucja geokośmosystemu

W stanowisku Koźmin-Głowy dno koryta znajduje się na głębokości 5,3 m p. p. t., sięgając piasków i piasków z mułami deponowanych podczas plenivistulianu w środowisku niskoenergetycznej piaskodennej rzeki roztokowej (Lisek 2017; Lisek, Petera-Zganiacz 2017). Przeprowadzona analiza uziarnienia oraz obróbki ziaren kwarcu tych osadów dała wyniki typowe dla aluwiołów Warty wykształconych na obszarze Kotliny Kolskiej w czasie najzimniejszych okresów ostatniego zlodowacenia (Petera 2002; Forsyś 2005). Należy zakładać, że głębokość koryta w czasie jego powstania była mniejsza o około 2 m, biorąc pod uwagę udokumentowaną na znacznej części Kotliny Kolskiej młodszodryasowo-wczesnoholocenijską piaszczystą nadbudowę dna doliny o genezie

fluwialnej (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015).

Późny vistulian

Powstanie koryta o niewielkiej szerokości w stosunku do głębokości wiązało się z późnovistulianjską transformacją układów koryt rzecznych i przejściem od rzek roztokowych o szerokich i płytkich korytach do odpływu w wąskich, wyraźnie zarysowanych formach. Transformacja ta w Polsce Środowej była niesynchroniczna, warunkowana przez czynniki lokalne (Turkowska 1988). Na przykład w dolinie Neru doszło do zmiany koryta roztokowego na wielkomeandrowy już w początkach późnego vistulianu, podczas gdy w innych dolinach regionu zmiany te zachodziły znacznie później.

Na podstawie przeprowadzonych analiz trudno dokładnie określić od kiedy koryto było aktywne, ale wiadomo, że odcięcie nastąpiło w starszym dryasie, czego konsekwencją było rozpoczęcie depozycji osadów biogenicznych. Starorzecze funkcjonowało w ścisłym związku z systemem fluwialnym, na co wskazują obecne w osadach biogenicznych przewarstwienia piaszczyste, duży udział namytej materii organicznej, niestabilność w zapisie Cladocera oraz zmienność wskaźników geochemicznych.

Początek zarejestrowanej sukcesji roślinnej korelowany jest z okresem starszego dryasu i charakteryzuje go brak zwartej pokrywy roślinnej. Okolicę porastały zbiorowiska stepowe bogate w roślinność światłoządną (Poaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae), a występowanie brzoź karłowatych *Betula nana* świadczy o panującym w tym czasie chłodnym klimacie (Kulesza i in. 2011; Mirosław-Grabowska i in. 2020). W początkowej fazie rozwoju zbiornika jego brzegi nie były porośnięte zwartą pokrywą roślinną. O dużej dynamice środowiska fluwialnego, pod wpływem którego znajdowało się starorzecze, świadczy wiele dowodów, takich jak: obecność zniszczonego materiału pyłkowego, obecność pyłku taksonów o wyższych wymaganiach termicznych, obecność grzyba *Cenococcum geophilum*, a także brak makroszczątków roślin przybrzeżnych. Wyniki analizy wioślarek sugerują, że zbiornik w tym czasie był płytki i odznaczał się niską trofią.

W wyniku poprawy warunków klimatycznych w allerrzędzie w bliskim sąsiedztwie starorzecza pojawił się las brzożowy z dominacją *Betula* sect. *Albae*. Poziom wody w zbiorniku obniżył się, na co wskazuje intensywny rozwój osoki (*Stratiotes* sp). Jednocześnie na brzegach jeziora zaczęło rozwijać się torfowisko z turzycą *Carex rostrata*. Wokół zbiornika utworzył się gęsty pas trzciniowisk z pałąką wodną (*Typha latifolia*, *Typha* sp.). Obecność ślimaka *Bithynia tentaculata* potwierdza charakter stałego, płytkiego jeziora o multystym dnie z bujnym pasem szuwaru (Piechocki, Wawrzyniak-Wydrowska 2016). Gatunek ten zwykle występuje w warunkach umiarkowanie ciepłego klimatu (Kulesza i in. 2011; Alexandrowicz 2013, 2021).

W starszym dryasie i allerrzędzie odnotowana została najwyższa koncentracja oznaczonych pierwiastków. W porównaniu do innych stanowisk z Polski Środkowej wskutek bioakumulacji nagromadziło się w badanych osadach więcej Fe, Mn i Zn. Jest to zapewne związane z faktem, że osady z przewagą allochtonicznej materii mineralnej charakteryzują się silnymi właściwościami sorp-

cyjnymi względem pierwiastków sulfofilnych (Kabata-Pendias, Pendias 1993). Opisane wyżej właściwości chemiczne – szczególnie odnoszące się do starszego dryasu – wraz ze stosunkowo wysoką jak na fluwialno-limniczne środowisko akumulacyjną koncentracją pierwiastków litofilnych są ściśle związane z czasem trwania intensywnych procesów rzeźbotwórczych oraz z sytuacją geomorfologiczną, w jakiej zachodziła ich sedymentacja. Pomimo że podczas allerrdu procesy morfogenetyczne straciły na intensywności, to epizody zwiększonej aktywności procesów fluwialnych skutkujące wlewami wód powodziowych do zbiornika zapisały się redukcją gatunków i osobników wioślarek.

Początek młodszego dryasu charakteryzował się rozprzestrzenieniem lasu mieszanego z brzożą i sosną. Zwierciadło wody utrzymywało się nadal na niskim poziomie, o czym świadczy dalszy rozwój roślinności torfowiskowej – *Carex rostrata*, *Carex riparia*, *Carex nigra*. Towarzyszące im *Menyanthes trifoliata* i gałązki mchów mogą wskazywać na rozwój torfowiska niskiego (Stachowicz-Rybka, Obidowicz 2013). Panujący wówczas chłodny klimat pozwolił rozwinąć się gatunkom roślin preferującym takie warunki: *Potamogeton gramineus*, *Hippuris vulgaris*, *Batrachium* sp. oraz *Betula nana* (Gałka i in. 2020). Obraz wynikający z analizy wioślarek także odzwierciedla ochłodzenie klimatu poprzez zmniejszenie frekwencji osobników oraz ograniczenie liczebności gatunków. W początkowej fazie tego okresu wysoki udział *Stratiotes* sp. oraz *Bithynia tentaculata* może wskazywać na utrzymujące się jeszcze w tym czasie optymalne warunki w środowisku wodnym. Niemniej o wzmożeniu procesów fluwialnych w dolinie świadczą liczne zaburzenia w sukcesji roślinnej; również występowanie *Bithynia tentaculata* w okresie młodszego dryasu najpewniej spowodowane jest redepozycją materiału, gdyż nie jest to typowa pozycja stratygraficzna dla tego gatunku (Kulesza i in. 2011; Alexandrowicz 2013, 2021).

W osadach młodszego dryasu pionowe rozmieszczenie analizowanych pierwiastków wykazuje dwudzielność, chociaż zmiany wartości wskaźnika erozji zlewni wyrażone ilorazem sumy pierwiastków litofilnych do wapnia nie są tak wyraźne w porównaniu z innymi stanowiskami dolinnych torfowisk Polski Środkowej (np. Okupny, Pawłowski 2021; Antczak-Orlewska i in. 2023). Ponadto Ca, Fe i Mn występują w większej ilości w dolnej części opisywanego odcinka osadów, natomiast pozostałe pierwiastki koncentrują się w jego górnej warstwie, zawierającej nawet do

80% materii organicznej. W starorzeczu wahanom podlegał także poziom wody oraz jej stan troficzny, co znajduje odbicie w dynamice zmian wskaźników Ca/Fe czy Fe/Mn. W starszej części młodszego dryasu akumulacja osadów biogenicznych zachodziła w środowisku coraz bardziej redukcyjnym, na co wskazuje wzrost wskaźnika Fe/Mn z 40 do nawet powyżej 160.

Przejście późny vistulian/wczesny holocen

W młodszej części młodszego dryasu nastąpiło całkowite zaburzenie ciągłości sedymentacji zbiornikowej, co spowodowało, że granica między późnym vistulianem a holocenem jest niemożliwa do jednoznacznego zdefiniowania. Hiatus nie zaznaczył się w zapisie geochemicznym, ale nastąpiła zmiana warunków depozycji osadów na oksydacyjne.

W młodszej części młodszego dryasu, a także w początkach preborealnego do starorzecza dostawały się w większej ilości wody powodziowe, które dostarczały materiał mineralny. Osady piaszczyste deponowane były w warunkach prądowych. Intensyfikację powodzi pod koniec młodszego dryasu udokumentowano w dolinie Warty oraz innych dolinach rzecznych regionu (Pawłowski i in. 2015; Petera-Zganiacz i in. 2015). Wzmożenie procesów fluwialnych i dostosowanie rzeki do zwiększonego obciążenia na rozległej, płaskiej powierzchni dna doliny w Kotlinie Kolskiej sprzyjało zainicjowaniu systemu wielokorytowego (Petera 2002; Turkowska i in. 2004; Forysiak 2005; Petera-Zganiacz i in. 2015), a badane koryto musiało stać się częścią tego systemu.

Wczesny holocen

Po pogłębieniu koryt Warty w późniejszej części okresu preborealnego aktywność fluwialna uległa uspokojeniu, a w starorzeczu kontynuowana była depozycja biogeniczna. W otoczeniu dynamicznie rozwijały się lasy brzożowe z udziałem wiązu, osiki i wierzby. Stopniowa stabilizacja sytuacji hydrologicznej w dolinie i obniżenie poziomu wody pozwoliły na intensywny rozrost torfowców. Eutroficzne, bogate w azot zbiorniska z *Urtica dioica*, *Lycopus europaeus* i *Filipendula ulmaria* (Stachowicz-Rybka, Obidowicz 2013) bujnie porastały brzegi jeziora. Stosunkowo niski poziom wody w zbiorniku sprzyjał pojawieniu się na powierzchni wody roślin o liściach pływających: *Nymphaea alba* i *Nuphar lutea*. Wokół jeziora utrzymywały się zbiorniska szuwarowe

z *Typha* sp. oraz *Carex pseudocyperus*, a ocieplający się klimat sprzyjał ponownemu pojawieniu się ślimaka *Bithynia tentaculata*. Następnie doszło do kolejnego podniesienia poziomu wody w zbiorniku, co zaznaczyło się także zwiększeniem udziału gatunku wioślarek *Bosmina longirostris*. Warunki funkcjonowania zbiornika musiały być stabilne, na co wskazuje dobre zachowanie szczątków wioślarek.

W młodszej części okresu preborealnego na obszarach wysoczyzn rozpoczęła się przebudowa zbiorowisk leśnych i stopniowe wypieranie pionierskich lasów brzożowych, rozprzestrzenianie się wiązu, a następnie pojawienie się topoli (*Populus*), dębu (*Quercus*), olszy (*Alnus undiff.*), leszczyny (*Corylus avellana*) i świerka (*Picea abies*). Równocześnie pojawiły się jałowiec (*Juniperus communis*) oraz bylica (*Artemisia*). W zbiorniku zaznacza się drastyczny spadek udziału roślin torfotwórczych, zastąpionych przez zbiorowiska roślin wodnych ze *Stratiotes* sp. oraz *Nymphaea alba*. Pośród pasa szuwaru obok pałki wodnej pojawił się także *Phragmites australis*, a zbiorniska z *Urtica dioica* i *Lycopus europaeus* nadal porastały wilgotne brzegi jeziora. Spadek liczebności gatunków i osobników wioślarek także wskazuje na zmiany warunków w starorzeczu, które mogły się wiązać z nagłym dostarczeniem do zbiornika wód powodziowych bogatych w zawiesinę. Procesy te zachodziły w stosunkowo ciepłym klimacie, o czym świadczy obecność *Lemna trisulca* oraz ślimaka *Bithynia tentaculata* (Kulesza i in. 2011; Alexandrowicz 2013, 2021; Gryguc i in. 2013; Gałka i in. 2020).

Preborealne osady biogeniczne odznaczają się wysokimi wartościami koncentracji większości analizowanych pierwiastków, a szczególnie wysoka jest koncentracja Na, K, Fe i Mn. Zdaniem Okupnego (2023) wzmożona dostawa pierwiastków litofilnych do siedlisk hydrogenicznych może wynikać z podwyższonej ilości zawiesiny, która stanowi główny sorbent rozpuszczonych w wodzie jonów. Potwierdzają to także bardzo wysokie (często nawet powyżej 20) wartości współczynników koncentracji pierwiastków w porównaniu ze skałą macierzystą. W zestawieniu z innymi stanowiskami z terenu Polski Środkowej utwory geologiczne wypełniające kopalne koryto w stanowisku Koźmin-Głowy cechuje dwu- oraz trzykrotnie wyższy udział bezwęglanowej materii mineralnej (rys. 6). O dużej dynamice warunków środowiskowych podczas sedymentacji badanych osadów świadczy wysoka wartość współczynnika zmienności dla większości oznaczonych pierwiastków (tab. 1). Z dotychczasowych badań z zakresu pa-

leolimnologii wynika, że obecność Na, K i Mg stanowi zapis względnej koncentracji minerałów ilastych. Z kolei bardzo wysoka koncentracja Zn (dochodząca nawet do 2400 µg/g s.m.) może być spowodowana silną bioakumulacją tego metalu przez zbiorowiska leśne z udziałem brzozy. Najsilniejszy związek z litologią badanych osadów wykazuje Ca, a niewysoka wartość współczynnika korelacji Pearsona między Ca i węglanem wapnia świadczyć może o wytrącaniu się węglanów manganu i żelaza w warunkach obfitości materii organicznej i braku wolnego tlenu (Płochniewski, Pich 1966; Cieśla, Marciniak 1982; Okupny i in. 2016).

Późny holocen

Ostatnim etapem kształtowania starorzecza było ponowne włączenie go do aktywnego systemu fluwialnego. Od tego momentu dominuje w nim depozycja mineralna, choć okresowo z dość dużym udziałem detrytusu roślinnego. Cechy sedymentologiczne, a szczególnie wykształcenie ławic złożonych typu ECS wskazują na meandrowanie koryta. Poszczególne ławice mają coraz mniejsze wymiary, co świadczy o tym, że koryto stawało się coraz płytsze, aż całkowicie zapełniły je osady mineralne. Intensyfikacja procesów fluwialnych w dolinie Warty datowana była przez Forysiaka (2005) na późny holocen i wiązała się z reaktywacją systemu wielokorytowego.

Podsumowanie

Korzystne warunki do akumulacji biogenicznej w starorzeczu wskazują na generalne pogłębienie się aktywnych koryt rzecznych w czasie jego funkcjonowania. Wody powodziowe okresowo wlewały się do starorzecza, a zapis tych zdarzeń pozostaje czytelny poprzez obecność redeponowanej, namylej materii organicznej, dostawę allochtonicznej materii mineralnej czytelnej w wynikach analizy geochemicznej, ale także makroskopowo, poprzez obecność wyraźnych przewarsztwień piaszczystych. Ta specyfika paleośrodowiska spowodowała zaburzenie obrazu roślinności, ale nie zatarła cech przewodnich pozwalających na korelację z chronozonami późnego vistulianu i początku holocenu, umożliwiając także odtworzenie warunków paleogeograficznych funkcjonowania starorzecza.

Paleokoryto w stanowisku Koźmin-Głowy jest jednym z niewielu w obrębie dolin rzecznych Polski Środkowej, gdzie udokumentowano zapis starszego dryasu i przejście do allerødu. Starszy

dryas manifestuje się obecnością gatunków preferujących zimne warunki klimatyczne. Starorzecze było wtedy płytkim zbiornikiem o niskiej trofii, a w zapisie geochemicznym zaznaczają się efekty dynamicznych procesów geomorfologicznych zachodzących w zbiorniku i jego otoczeniu – czyli w analizowanym przypadku – w rozległej dolinie rzecznej. W badanym terenie podczas allerødu wykształciły się zbiorowiska roślinne z dużym udziałem brzozy, typowe dla ciepłych, interstadialnych warunków. Był to okres względnej stabilizacji w starorzeczu, chociaż mogły się zdarzać wlewy wód powodziowych. Wciąż był to płytki zbiornik, przy którego brzegu rozwijała się bujna roślinność. W młodszym dryasie początkowo warunki nie uległy istotnej zmianie, poza zwiększeniem udziału gatunków roślin typowych dla zimnego klimatu i redukcją składu gatunkowego wioślarek.

W zapisie palinologicznym obejmującym późną część młodszego dryasu i wczesny preboreal zaznacza się hiatus pokrywający się z miąższą na około 0,3 m warstwą piasku. Odpowiada on dynamicznym zmianom w dolinie Warty, kiedy formował się układ wielokorytowy, a badane paleokoryto prawdopodobnie zostało okresowo w ten układ włączone.

Po ustabilizowaniu procesów fluwialnych kontynuowana była w starorzeczu depozycja biogeniczna. Wyniki analizy palinologicznej wskazują na dynamiczny rozwój zbiorowisk leśnych, a przy brzegu zbiornika i na jego płytkim dnie bujnie rozwijała się roślinność oraz fauna wioślarek. Ten eutroficzny zbiornik odznaczał się stabilnymi warunkami na tym etapie funkcjonowania i tylko sporadycznie docierały do niego wody powodziowe. Młodszą część okresu preborealnego cechuje destabilizacja warunków skutkująca zmianami poziomu wody w zbiorniku i modyfikacją zbiorowisk roślinnych.

Od ostatnich wydarzeń zapisanych w osadach biogenicznych w stanowisku Koźmin-Głowy do ponownego aktywowania procesów fluwialnych występuje następny hiatus. Wznowienie tych procesów związane było z kolejnym włączeniem starorzecza w system wielokorytowy. Tendencje agradacyjne doprowadziły do zmniejszenia głębokości koryta aż do całkowitego zapełnienia osadami mineralnymi.

Dziękujemy Recenzentom: Krystynie Mileckiej oraz Radosławowi Dobrowolskiemu za cenne uwagi. Badania geochemiczne były finansowane ze środków Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach projektu Regionalna Inicjatywa

Doskonałości (lata realizacji 2024–2027; nr: RID/SP/0045/2024/01).

Składamy także podziękowania za możliwość przeprowadzenia badań dykcji ówczesnej PAK KWB Adamów oraz Gminie Brudzew za okazane wsparcie.

Literatura

- Alexandrowicz W.P. 2013. Late Glacial and Holocene molluscan assemblages in deposits filling palaeolakes in Northern Poland. *Studia Quaternaria* 30(1): 5-17.
- Alexandrowicz W.P. 2021. Natural and anthropogenic changes in the environment during the Holocene at the Kraków region (Southern Poland) from study of mollusc assemblages. *Geological Quarterly* 65: 9.
- Antczak-Orlewska O., Okupny D., Pawłowski D., Kotrys B., Krąpiec M., Luoto T.P., Peyron O., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., Szymańska J.B., Szychowska-Krąpiec E., Kittel P. 2023. The environmental history of the oxbow in the Luciąża River valley – Study in the specific microclimate during Allerød and Younger Dryas in central Poland. *Quaternary International* 644-645: 175-195.
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. W: B.E. Berglund (red.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley&Sons Ltd., Chichester, New York: 455-484.
- Borówka R.K. 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. Wyd. Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, seria Geografia 54.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- Cieśla A., Marciniak B. 1982. Rozwój późnoglacialnych zbiorników jeziornych z Niechorza (Pomorze Zachodnie) w świetle analizy diatomologicznej i geochemicznej. *Kwartalnik Geologiczny* 26(1): 191-215.
- Enters D., Kirilova E., Lotter A.F., Lucke A., Pappies J., Jahns S., Kuhn G., Zolitschka B. 2010. Climate change and human impact at Sacrower See (NE Germany) during the past 13,000 years: a geochemical record. *Journal of Palaeolimnology* 43: 719-737.
- Faegri K., Kaland P.E., Krzywiński K. 1989. Textbook of pollen analysis. IV ed. Wiley&Sons Ltd., Chichester-Singapore.
- Folk R.L., Ward W. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaczeniu Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99.
- Forysiak J. 2018. The diversity of geomorphological features of peatland basins in Central Poland and its paleoecological significance – a review. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 90: 175-184.
- Forysiak J., Kloss M., Obremska M., Żurek S. 2014. Późnoglacialne i holoceneskie osady wybranych torfowisk dolinnych regionu łódzkiego w nawiązaniu do zmian paleośrodowiskowych. *Folia Quaternaria* 82: 5-30.
- Frey D.G. 1986. Cladocera Analysis. W: B.E. Berglund (red.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. The Blackburn Press, Caldwell, Nowy Jork: 667-692.
- Gałka M., Lewandowska A., Niedzielski P., Sim T.G., Swindles G.T., Szczurek G. 2020. Late Glacial and early Holocene development of an oxbow lake in Central Europe (Poland) based on plant macrofossil and geochemical data. *The Holocene* 30(1): 178-189.
- Gryguc G., Kisieliene D., Stančikaitė M., Šeirienė V., Skuratovič Ž., Vaitkevičius V., Gaidamavičius A. 2013. Holocene sediment record from Briauis palaeolake, Eastern Lithuania: history of sedimentary environment and vegetation dynamics. *Baltica* 26(2): 121-136.
- Juggins S. 2007. C2 Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. User guide. Version 1.5. Newcastle University, Newcastle upon Tyne (UK).
- Kabata-Pendias A., Pendias H. 1993. Biogeochemia pierwiastków śladowych. PWN, Warszawa.
- Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschnus O., Kuster M., Libra J., Bens O., Huttel R.F. 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. *E&G Quaternary Science Journal* 61(2): 103-132.

- Kasse C., Bohncke S., Vandenberghe J. 1995. Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and Early Holocene. *Paläoklimaforschung* 14: 123-150.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1978. Problemy późnourmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej* 29.
- Kulesza P., Suchora M., Pidek I.A., Alexandrowicz W.P. 2011. Chronology and directions of Late Glacial paleoenvironmental changes: A multi-proxy study on sediments of Lake Słone (SE Poland). *Quaternary International* 238: 89-106.
- Lisek M. 2017. Interpretacja sedymentologiczna osadów doliny Warty w okolicach Koźmina (maszynopis pracy magisterskiej). Uniwersytet Łódzki, Łódź.
- Lisek M., Petera-Zganiacz J. 2017. Cechy uziarnienia vistuliańskich aluwii w dolinie Warty, Kotliny Kolskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 225-241.
- Maciaszek P., Chomiak L., Wachocki R., Widera M. 2019. The interpretative significance of ripple-derived sedimentary structures within an upper Neogene fluvial succession of central Poland. *Geologos* 25(1): 1-13.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 4: 109-128.
- Manikowska B. 1985. O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydmy Polski środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 52.
- Markowski S. 1980. Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznawania i klasyfikacji. W: *Kreda jeziorna i gytia*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi. Gorzów-Zielona Góra: 44-55.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.). 2022. Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Mendyk Ł., Markiewicz M., Bednarek R., Świtoniak, Gamrat W.W., Krześlak I., Sykuła M., Gersztyn L., Kupniewska A. 2016. Environmental changes of a shallow kettle lake catchment in a young glacial landscape (Sumowskie Lake catchment), North-Central Poland. *Quaternary International* 418: 116-131.
- Mirosław-Grabowska J., Obremska M., Zawisza E., Stańczak J., Słowiński M., Muczyk A. 2020. Biological and geochemical indicators of climatic oscillations during the Last Glacial Termination, the Kaniewo palaeolake (Central Poland). *Ecological Indicators* 144: 106301.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. 1991. Pollen analysis. Second edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Mycielska-Dowgiało E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: 29-105.
- Nalepka D., Walanus A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica* 43: 125-134.
- Okupny D. 2023. Geochemical characteristics of Late Glacial and Holocene biogenic sediments in central Poland and implications for reconstructing the palaeoenvironment. *Acta Geographica Lodziensia* 113: 47-76.
- Okupny D., Pawłowski D. 2021. Elemental composition of biogenic sediments reveals palaeoclimatic changes during the Late Weichselian in a Central European river valley: A statistical approach. *Catena* 200: 105188.
- Okupny D., Rzepecki S., Borówka R.K., Forysiak J., Twardy J., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2016. Factors influencing temporal changes in chemical composition of biogenic deposits in the middle Tążyńska River Valley (Kuyavian Lakeland, central Poland). *Geologos* 22(2): 121-136.
- Pawłowski D., Kowalewski G., Milecka K., Płociennik M., Woszczyk M., Zieliński T., Okupny D., Włodarski W., Forysiak J. 2015. A reconstruction of the palaeohydrological conditions of a flood-plain: a multi-proxy study from the Grabia River valley mire, central Poland. *Boreas* 44(3): 543-562.
- Petera J. 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia* 83.
- Petera-Zganiacz J., Andrzejak K. 2014. Uwarunkowania rozprzestrzenienia i właściwości serii organicznej zawierającej szczątki lasu z młodszego dryasu w Kotlinie Kolskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 39-51

- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events: A case study from the middle Warta River valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Piechocki A., Wawrzyniak-Wydrowska B. 2016. Guide to Freshwater and Marine Mollusca of Poland. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.
- Pinta M. 1977. Absorpcyjna spektrometria atomowa. Zastosowanie w analizie chemicznej. PWN, Warszawa.
- Płochniewski Z., Pich J. 1966. Żelazo i mangan w wodach podziemnych różnych środowisk hydrogenicznych. *Kwartalnik Geologiczny* 10: 3: 871-884.
- Reille M. 1992. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie URA CNRS 1152.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62(4): 725-757.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143-170.
- Stachowicz-Rybka R., Obidowicz A. 2013. The development and genesis of a small thaw lake filling the Skaliska Basin during the Late Glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica* 53(1): 69-91.
- Starkel L. 1991. The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.). *Temperate Palaeohydrology*. Wiley&Sons: 171-188.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krapiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21.
- Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K. 2007. Atlas of subfossil Cladocera from central and northern Europe. Friends of Lower Vistula Society, Świecie.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57.
- Turkowska K., Forsyjak J., Petera J., Miotk-Szpi-ganowicz G. 2004. A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaestiones Geographicae* 23: 83-107.
- Twardy J., Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., Forsyjak J., Milecka K., Okupny D., Rudna M., Stachowicz-Rybka R., Skoczylas-Śniaz S. 2024. Etapy rozwoju holocenijskiego koryta w dolinie Warty, stanowisko Koźmin-KN. *Acta Geographica Lodziensia* 116: 99-120.
- Twardy J., Żurek S., Forsyjak J. 2010. Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.
- Wójcicki K.J. 2010. The valley-fill deposits of the Kłodnica River (southern Poland): environmental drivers of facies changes from the Late Vistulian trough the Holocene. *Geochronometria* 35: 49-66.
- Wójcicki K.J., Marynowski L. 2012. The organic and mineral matter contents in deposits infilling floodplain basins: Holocene alluviation record from the Kłodnica and Osobłoga river valleys, southern Poland. *Geomorphology* 159-160: 15-29.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.
- Żurek S. 1990. Związek procesu zatorfienia z elementami środowiskami przyrodniczego wschodniej Polski. *Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie* 220: 1-174.
- Żurek S. 2010. Metody badań osadów bagien-nych. *Landform Analysis* 12: 137-148.

Summary

An important stage in the formation of river valleys in the European Lowland was the Late Vistulian/Holocene transition, when changes in river pattern from braided to meandering took place, and changes in aggradational and erosional tendencies were recorded. These processes favoured the formation of oxbow lakes, which created conditions for the deposition of biogenic sediments. The filling of one such oxbow lake was analysed. The aim of the interdisciplinary research is to determine the conditions and timeframes of the oxbow lake's functioning and to determine the stages of development recorded in the sediments filling it. The reconstruction of the vegetation features, the identification of phases of water-level fluctuations in the oxbow lake and other selected aspects of the palaeoecology of the reservoir constitute an important contribution to the discussion on the evolution of river systems in the Vistulian and Holocene.

The study area is located in a section of the Warta River valley, which was located in the extraglacial zone of the last glaciation, ~15 km from the maximum extent line of the ice sheet (Fig. 1A). The Warta valley is wide there, and the dominant element is a vast low terrace cut by a system of now-inactive channels of the multi-channel system. The research was carried out in the Koźmin PCW open pit of a currently closed lignite mine (Fig. 1B).

In order to reconstruct the palaeogeographic conditions recorded in the palaeochannel, analyses of mineral sediments were carried out: grain-size analysis, quartz grains abrasion and analysis of sedimentary structures (Fig. 2). Analyses of biogenic sediments (represented by various types of gyttja with numerous, but usually thin sand interbeddings) include: pollen analysis, plant macrofossil analysis, Cladocera and geochemical analysis (Figs 3, 4, 5, 6; Table 1). The age of the biogenic sediments was determined using radiocarbon method (Fig. 2).

The channel at the Koźmin-Głowy site is one of the few sites within river valleys where records of the Older Dryas and the transition to the Allerød have been documented. The Older Dryas was characterised by the presence of plant species that preferred cold climatic conditions and deposition took place in a shallow oxbow lake with low trophy. The geochemical record shows the effects of dynamic geomorphological processes taking place in the reservoir and its surroundings. During the Allerød, plant communities typical of warm, interstadial conditions with a large share of birch trees developed around the lake. It was a period of relative stability in the oxbow lake, although flood inflows could occur. It was still a shallow basin, but lush vegetation had developed along the shore. In the Younger Dryas, initially the conditions did not change significantly, apart from an increase in the share of plant species typical of a cold climate and a reduction in composition of the Cladocera species. In the palynological record covering the late part of the Younger Dryas and the beginning of the Preboreal, there is a hiatus which overlaps with a ~0.3-m layer of sand. It corresponds to dynamic changes in the Warta valley, when a multi-channel system was formed, and the studied palaeochannel was probably included in this system. After conditions stabilised, biogenic deposition continued. The results of the pollen analysis indicate the dynamic development of forest communities, and lush vegetation and cladoceran fauna functioned at the shore of the lake and on its shallow bottom. This eutrophic lake existed in stable conditions, with flood waters reaching it only occasionally. The younger part of Preboreal period is characterised by destabilisation of conditions, resulting in changes in the water level in the lake and modification of plant communities.

The reactivation of fluvial processes in the river channel must have been related to the re-establishment of the multi-channel system during the Late Holocene. Aggradational trends led to a reduction in the depth of the channel until it was completely filled with mineral deposits.