

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

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

**NACZELNA RADA WYDAWNICTW
ŁÓDZKIEGO TOWARZYSTWA NAUKOWEGO**

Krystyna Czyżewska, Adam S. Gala, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),
Edward Karasiński, Jan Szymczak

REDAKTOR SERII

Krystyna Turkowska

REDAKTOR TOMU

Małgorzata Roman

RECENZENCI TOMU

Maria Łanczont, Małgorzata Roman, Ewa Smolska

KOLEGIUM REDAKCYJNE

Paweł Jokiel, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Koźuchowski

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego
oraz Fundacji Uniwersytetu Łódzkiego**

ISSN 0065-1249

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2012

Wydanie pierwsze, wersja drukowana pierwotna

Projekt okładki: Agnieszka Roman
Skład: Karolina Piechowicz
Druk: DISPLAY Sylwester Wielanek
Nakład: 200 egz.

Oddawany do rąk Czytelników setny tom Acta Geographica Lodziensia, który jest wyjątkowym z dwóch powodów – z uwagi na „okrągły” numer, ale i okoliczność, z którą wiąże się jego powstanie. Prezentowany tom zawiera bowiem zbiór artykułów będących pokłosiem ogólnopolskiej Konferencji „Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego”, która odbyła się w Uniejowie w czerwcu 2012 roku dla uczczenia jubileuszu urodzin Profesor Krystyny Turkowskiej – Redaktora serii Acta Geographica Lodziensia w ostatnim piętnastoleciu (1998–2012).

Zamieszczone w bieżącym tomie artykuły nawiązują do tytułu uniejowskiej konferencji, niektóre wybiegają jednak poza obszar Polski, wpisując się w szeroki nurt tematyczny serii wydawniczej. Całość stanowi przegląd lokalnych/regionalnych badań nad ewolucją rzeźby i znaczeniem poszczególnych czynników morfotwórczych w jej zróżnicowaniu. W części artykułów, zagadnienie poligenezy i złożoności rzeźby przedstawione zostało na przykładzie wybranych stanowisk regionu łódzkiego, także tych prezentowanych w części terenowej konferencji.

*Redaktor tomu
Małgorzata Roman*

TREŚĆ

Emilia Bala, Ewa Smolska Zmiany układu koryta rzeki Liwiec w ciągu ostatnich 200 lat (summary: Changes of the Liwiec channel pattern during last 200 years).....	9
Aneta Białczak, Jacek Forysiak Zróźnicowanie wypełnień holocenów starorzeczy Warty w Uniejowie (summary: Diversity of the infillings of Holocene oxbow lakes of the Warta River in Uniejów).....	21
Danuta Dzieduszyńska, Piotr Kittel, Joanna Petera-Zganiacz, Juliusz Twardy Paleogeograficzne elementy rozwoju doliny Warty w Kotlinie Kolskiej w świetle badań w stanowisku „Kozmin Las” (summary: Palaeogeographical elements of the Warta River Valley evolution within the Koło Basin in the light of investigations at the site „Kozmin Las”).....	35
Tomasz Falkowski, Piotr Ostrowski Wpływ budowy geologicznej na zróźnicowanie procesów korytowych rzeki uregulowanej na przykładzie odcinka Wisły warszawskiej (summary: Geologic structure influence on channel processes of regulated river in example of Vistula River reach in Warsaw).....	51
Jacek Forysiak, Ryszard K. Borówka, Marek Kloss, Milena Obremska, Daniel Okupny, Sławomir Żurek Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych (summary: Geological and geomorphological features of the Rąbień peatland and preliminary results of investigations of biogenic sediments).....	65
Piotr Gębica, Andrij Jacyszyn Rola zmian klimatu, działalności człowieka i tektoniki w późnoczwartorzędowej ewolucji doliny Dniestru na przedpolu Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina) (summary: The role of climate change, human impact and tectonics in the late Quaternary evolution of the Dniester River Valley in the eastern Carpathian foreland (Western Ukraine).....	77
Marcin Jaskulski Pagórki Warciańskie – przykład złożonej formy glacyogenicznej (summary: Warta Hills – an example of a complex glaciogenic form).....	101
Piotr Kittel Budowa i ewolucja doliny Neru w rejonie stanowiska Lutomiersk-Koziówki w świetle badań geoarcheologicznych (summary: Geomorphology and evolution of the Ner River Valley in the vicinity of Lutomiersk-Koziówki site in the light of geoarchaeological research).....	113
Elżbieta Kobjek Ewolucja poglądów na genezę „wielkich stożków napływowych” na Równinie Łowicko-Błońskiej (summary: Evolution of the opinions on the genesis of “the huge alluvial fans” on the Łowicz-Błonie Plain).....	135
Małgorzata Roman Rzeźba palimpsestowa w krajobrazie polodowcowym na przykładzie wzgórza morenowego Izbicy Kujawskiej (summary: The palimpsest glacial landscape on the example of the Izbica Kujawska moraine ridge).....	147
Lucyna Wachecka-Kotkowska, Piotr Czubła, Maria Górską-Zabielska, Elżbieta Król Poligeniza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki (summary: Polygenesis of the Mąkolice Hill on the Vistula and Odra Watershed on the Bełchatów Plateau, Łódź Region).....	161
Sławomir Żurek Nizina Zachodniosyberyjska – fenomen zatorfień naszej planety (summary: The West Siberian Plain – a curiosity among peatlands of our planet).....	179
Z okazji setnego numeru <i>Acta Geographica Lodziensia</i>	195
Spis prac opublikowanych w serii <i>Acta Geographica Lodziensia</i> w latach 1948–2012.....	197

ZMIANY UKŁADU KORYTA RZEKI LIWIEC W CIĄGU OSTATNICH 200 LAT

ZARYS TREŚCI

Na podstawie archiwalnych map analizowano zmiany układu koryta Liwca w ciągu ostatnich 200 lat. Do analizy układu koryta wykorzystano klasyfikację Brice'a (1975) oraz wskaźnik krętości rzeki. Cechą charakterystyczną Liwca na początku XIX w. było występowanie odcinków rozgałęzionych. Rzeka stopniowo przekształciła się w jednokorytową meandrującą lokalnie z kanałami przelewowymi. Człowiek w największym stopniu wpłynął na bieg rzeki w górnym odcinku, gdzie została on całkowicie uregulowana. Zmiany wskaźnika krętości w ciągu ostatnich 200 lat wskazują na tendencję do rozwoju procesów erozji bocznej, szczególnie na odcinkach o naturalnym charakterze. Obecnie rzeka meandruje na ponad 60 % swojej długości.

Słowa kluczowe: rzeka meandrująca, transformacja koryta, analiza map archiwalnych, Liwiec

WSTĘP

Koryto każdej rzeki zmienia się w czasie. Takie zmiany można analizować na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych jak i zdjęć lotniczych. Poza ładunkiem jaki transportują rzeki wskaźnikiem dynamiki procesów fluwialnych jest układ koryta, a przede wszystkim jego stabilność. Rzeki obszaru niżowego, szczególnie niewielkie, cechuje meandrowy przebieg koryta (Florek i in. 2008; Twardy, Klimek 2008). Lokalnie na odcinkach o bardzo małym spadku funkcjonuje anastomozujący układ koryta, w którym brzegi cechuje duża stabilność, jak na przykład Narew w okolicy Suraża (Graczyński i in. 2000). Ogólne naturalne tendencje rozwoju koryt zostały zmienione przez odcinanie zakoli i regulację (Falkowski 1967; Florek 1991; Glińska-Lewczuk 2002; Kobjek 2009). Badania układu koryta na podstawie map

archiwalnych mają długą tradycję (Trafas 1968, 1975; Teisseyre 1991; Nanson, Kington 1996), jednak w wielu regionach Polski brak jest takiego rozpoznania, szczególnie niewielkich rzek.

Celem badań było rozpoznanie przemian w przebiegu koryta rzeki Liwiec w czasie ostatnich 200 lat z zastosowaniem klasyfikacji wg Brice'a (1975) (tab. 1) oraz wskaźnika krętości do określenia typów koryta w poszczególnych okresach. Niniejsza praca miała również potwierdzić przydatność archiwalnych map topograficznych do analizy układu koryta niewielkiej rzeki. Liwiec jest typową rzeką Niziny Mazowieckiej, reprezentującą koryta o mniejszym stopniu antropogenicznych przekształceń w porównaniu do tych, które występują w centralnej czy południowej części regionu.

OBSZAR BADAŃ

Obszar badań obejmuje dolinę Liwca (rys. 1A). Rzeka Liwiec jest lewym dopływem Bugu, uchodzi do niego na 80,5 km biegu, na wysokości ok 80 m n.p.m., powyżej miejscowości Kamieńczyk. Długość jej wynosi 143,55 km, w tym

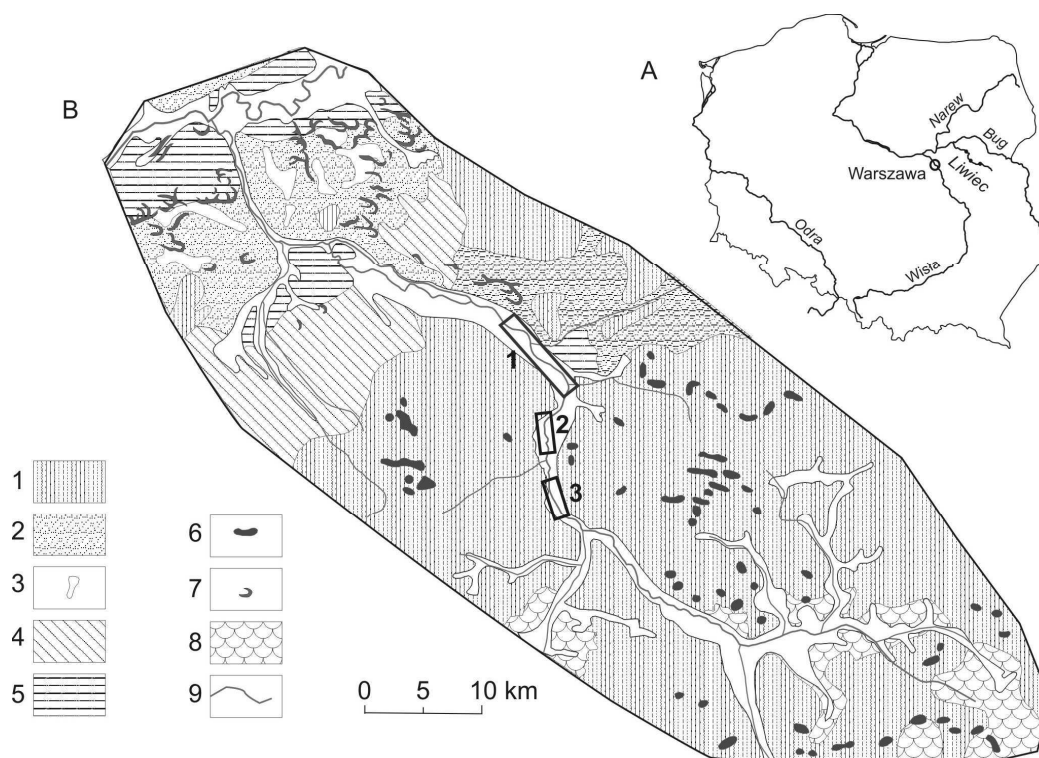
na długości 29 km jest uregulowana. Jej średni spadek wynosi 0,52 ‰. Spadek rzeki jest mało zróżnicowany (rys. 2). W górnym biegu wynosi 0,5–0,7 ‰, w środkowym – 0,2–0,4 ‰, w dolnym zaś – 0,6–0,7 ‰.

^{*} Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Klasyfikacja układu koryt krętych i meandrujących oraz rozgałęzionych (anastomozujących)
wg Brice'a (1975)

Classification of sinuous, meandering and anastomosing channel pattern according to Brice (1975)

Koryta kręte i meandrujące		Koryta anastomozujące	
Typ	Opis układu koryta	Typ	Opis układu koryta
A	jednofazowe o równej szerokości, głębokie	a	główne z drugorzędnymi bocznymi korytami o dużej krętości
B	jednofazowe o równej szerokości z płycznami	b	główne i boczne z rozcinania łańcuch meandrowych
C	jednofazowe szersze w zakolach, pojedyncze kanały przelewowe	c	rozdwojone o krętych korytach równorzędnych (takiej samej wielkości)
D	jednofazowe, szersze w zakolach, liczne kanały przelewowe	d	rozdwojone o równoległych ramionach małej krętości
E	jednofazowe o nieregularnie zmiennej szerokości	e	złożone koryto z rozgałęzieniami równorzędnymi i drugorzędnymi zwykle dużej krętości
F	dwufazowe z niedostosowanym korytem niskiej wody		
G	dwu i wielofazowe o bimodalnej krętości (niskiej wody i pełno korytowej)		

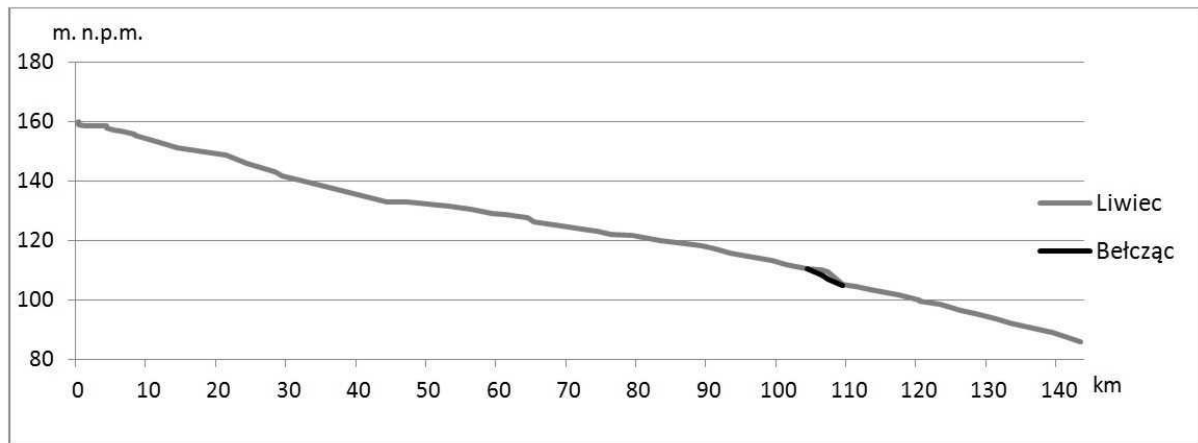


Rys. 1. Lokalizacja (A) terenu badań z położeniem analizowanych odcinków koryta Liwca i szkic geomorfologiczny (B) zlewni Liwca (wg Mojskiego 1986, zmienione)

1 – wysoczyzna morenowa; 2 – równiny sandrowe i terasy kemowe; 3 – dna dolin; 4 – równiny denudacji peryglacialnej; 5 – terasy akumulacyjne; 6 – pagórki morenowe; 7 – wydmy; 8 – wytopiska; 9 – rzeki
1 – odcinek Węgrów – Łochów, 2 – odcinek Pierzchały – Jarnice, 3 – odcinek Kucyk – Mokobody

Location (A) of study area and analyzed segments of the Liwiec channel
(and geomorphological sketch (B) of the Liwiec catchment (acc. to Mojski 1986, changed)

1 – morainic plain; 2 – outwash plain and kame terrace; 3 – valley bottom; 4 – denudation periglacial plain; 5 – river terraces; 6 – morainic hills; 7 – dunes; 8 – dead ice depressions; 9 – rivers
1 – section Węgrów – Łochów, 2 – section Pierzchały – Jarnice, 3 – section Kucyk – Mokobody



Rys. 2. Profil podłużny Liwca

Longitudinal profile of the Liwiec river

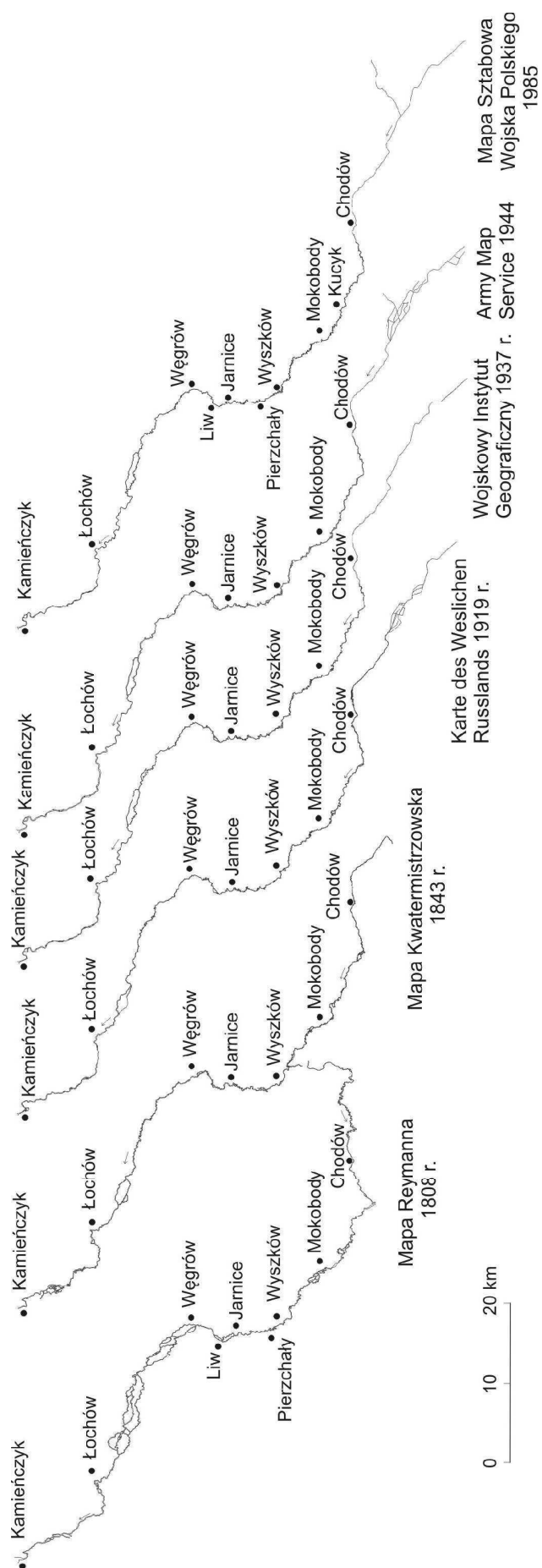
Zlewnia Liwca ma powierzchnię 2779 km². Rzeka bierze swój początek ze źródła w okolicy wsi Sobicze (pow. siedlecki, gm. Zbuczyn). Obszar źródłowy Liwca to nieckowate zagłębienie wypełnione torfami, otoczone wyniesieniami morenowymi, położone na wysokości około 160 m n.p.m. (Pruś, Albrycht 2005). Dolina Liwca jest położona na obszarze Wysoczyzny Siedleckiej i Obniżenia Węgrowskiego wchodzących w skład Niziny Mazowieckiej (Kondracki 2000). Charakteryzuje się zmienną szerokością, od kilkudziesięciu metrów do 3 km. Górny i środkowy odcinek leży w obrębie zdenudowanej wysoczyzny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego, dolny natomiast – w obrębie równiny sandrowej (Wrotek 2002, 2006; Pio-

trowska, Kucharska 2003). Obszar ten charakteryzuje się w wielu miejscach świeżością rzeźby polodowcowej, która jest związana głównie z przebiegiem procesów rzeźbotwórczych podczas stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego, interglacjału eemskiego oraz fazy leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego (Różycki 1972). Obszar charakteryzują faliste równiny, głównie denudacyjne zbudowane z glin zwałowych moreny dennej, na której spotkać można wały ozów i pagórki oraz plateau kemowe, wydmy i pola piasków przewianych (Wrotek 2002, 2006). Teren ten cechuje również występowanie licznych, często zabagnionych zagłębień bezodpływowych. Zarys rzeźby przedstawia rysunek 1B.

ANALIZA MATERIAŁÓW KARTOGRAFICZNYCH

Do niniejszego opracowania wykorzystano następujące mapy topograficzne: Reymanna, wykonaną przez niemieckich kartografów w latach 1806–1808 w skali 1:200 000 (ark. 65B Różan, 81B Mińsk, 81C Siedlce), Mapę Kwatermistrzostwa Królestwa Polskiego z 1839 r. w skali 1:126 000 (ark. Sekcja III, IV, VII), Karte des Westlichen Russlands niemieckich służb kartograficznych wydawaną od końca XIX w. do 1919 r. w skali 1:100 000 (ark. J31 Wyszaków, J32 Stanisławów, K32 Węgrów, K33 Siedlce, L33 Łosice), mapy wykonane przez Wojskowy Instytut Geograficzny w latach 1919–1939 w skali 1:100 000 (ark. Wyszaków, Tłuszcz, Węgrów, Siedlce, Łosice), mapy wykonane przez Army Map Service z 1944 r. w skali 1:100 000 (ark. N16 Wyszaków, P16 Siedlce, P17

Łuków) oraz Mapę Sztabową Wojska Polskiego z 1985 r. w skali 1:50 000 (ark. N-34-128A Kamieńczyk, N-24-128C Jadów, N-34-128D Liw, N-34-129C Węgrów, N-34-140B Kałuszyn, N-34-141A Mokobody, N-34-141B Siedlce Północ, N-34-141D Siedlce Południe, N-34-142A Łosice, N-34-142C Krzesk Nowy). Ostatnia z map została uznana za współczesną, gdyż obecnie dostępne mapy topograficzne opierają się na podkładach kartograficznych z tego właśnie okresu. Poza tym po 1985 roku nie były wykonywane żadne nowe melioracje. Wszystkie wykorzystane do opracowania mapy pozwoliły na prześledzenie zmian w położeniu koryta Liwca z uwzględnieniem trzech okresów: pierwszej połowy XIX w., pierwszej połowy XX w., oraz obecnie (koniec XX w.) (rys. 3).



Rys. 3. Przebieg koryta Liwca według archiwalnych map
Course of the Liwiec channel based on the archival maps

Odcinek źródłowy rzeki na mapie Reymanna (1806-1808) znajduje się w innym miejscu niż na pozostałych mapach. Według tego opracowania kartograficznego źródło rzeki znajduje się w okolicach wsi Górki na północ od Mord, a sama rzeka opływa miejscowość Mordy od południowego wschodu (rys. 3). Istnieje również dopływ o przebiegu podobnym jak współczesna rzeka i biorący swój początek w okolicy wsi Sobicze, aczkolwiek jest on bardzo małych rozmiarów i trudno go uznać za właściwą rzekę Liwiec. Na pozostałych pięciu analizowanych mapach źródło Liwca znajduje się w okolicy wsi Sobicze, natomiast wcześniej wspomniany odcinek rozpoczynający swój bieg w okolicach wsi Górki k/Mord jest bardzo małych rozmiarów. Można zatem przypuszczać, iż Liwiec miał pierwotnie dwa źródła.

Liwiec cechował się zmiennym układem koryta wzdłuż jego biegu oraz w czasie. Jedynie jego górny odcinek przez cały analizowany okres zachował swój stosunkowo prosty przebieg. Analizując cztery ostatnie mapy, tj. Karte des Westlichen Russlands, mapę Wojskowego Instytutu Geograficznego, mapę Army Map Service i mapę Sztabową Wojska Polskiego można mówić o niewielkich zmianach w układzie koryta (rys. 3). Wyraźne są tu również liczne rozgałęzienia przyjmujące raczej charakter rowów melioracyjnych niż naturalnych dopływów rzeki. Ponadto na mapie Kwatermistrzostwa Liwiec jest zdecydowanie krótszy niż na późniejszych mapach. Jego źródło znajduje się bowiem na południe od Wyczółk k/Siedlec, około 19 km poniżej współczesnego źródła.

W układzie tego odcinka również ogromną rolę odegrał człowiek. Przed 1969 r. rzeka została całkowicie uregulowana – został wówczas nadany jej prosty bieg (Wojewódzki Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Warszawie, inspektorat Siedlce). W ramach obiektu Liwiec Klimonty, rzeka została przekształcona w rów melioracyjny odwadniający użytki rolne na odcinku od 129 km do 131 km. Odpływ wód został poprowadzony przez nowe całkowicie wyprostowane koryto o nazwie rzeki (Wojewódzki Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Warszawie, inspektorat Siedlce).

W środkowym i dolnym odcinku nie zawsze była to rzeka meandrująca na całej swojej długości. W wielu miejscach rozgałęziała się na kilka ramion, co przemawia za jej anastomozującym układem.

Najbardziej rozwinięty układ koryta Liwca przedstawia mapa Reymanna, która ukazuje

odcinki anastomozujące: w okolicy Mokobód, Liwa, pomiędzy Węgrowem i Łochowem oraz powyżej Kamieńczyka (rys. 3). Poniżej Węgrowska na długości ponad 20 km Liwiec płynął trzema, a nawet czterema ramionami. Według typologii rzek Brice'a (1975) (tab. 1), uwzględniającej charakter rozgałęzień, fragment ten można zaliczyć do typu **a** – koryta anastomozującego, w którym występują rozgałęzienia o znacznej krętości wyraźnie drugorzędne, jedynie lokalnie do typu złożonego **e** – o ramionach zarówno podobnej wielkości jak i drugorzędnych (Brice 1975; Teisseyre 1992). Również krętość głównego koryta rzeki na tym odcinku jest znaczna i wynosi 1,56 (tab. 2). W tym miejscu Liwiec płynie szeroką od 1,5 do około 3 km doliną, położoną w obrębie obniżenia Węgrowskiego. Kolejne odcinki rzeki wieloramienną występowały w okolicy Mokobód (rys. 3). Od około 85 km Liwiec płynął czterema korytami na odcinku o długości ok. 10 km. Na tym odcinku krętość głównego koryta wynosiła 1,3. Tu szerokość doliny Liwca sięga 1 km. Natomiast fragment rzeki około 96 km, poniżej Mokobód, ciągnący się na długości około 5 km miał dwa koryta i można go sklasyfikować jako typ **c**. Krętość rzeki tego odcinka wyniosła 1,26, a szerokość doliny sięga tu 1,5 km. Podobny odcinek o dwóch równorzędnych korytach występuje również w dolnym biegu rzeki powyżej Kamieńczyka (7 km od ujścia Liwca do Bugu), ciągnie się on na długości około 2 km. Łącznie rozgałęziony (anastomozujący) typ koryta był rozwinięty na około 30 % długości doliny. Występowanie koryt wieloramiennych w Polsce 150–200 lat temu stwierdzają m.in. Trafas (1968, 1975), Forysiak, Petera (2002), Forysiak (2010), Kobjek (2009). Wymienieni autorzy podzielają opinię dotyczącą wpływu szerokości doliny na stopień rozgałęzienia koryta. Pozostałe odcinki są kręte bądź meandrujące. Wyraźniej przebieg koryta jest widoczny na przykładzie trzech wybranych odcinków, reprezentatywnych dla całej rzeki, pokazanych na Mapie Reymanna (1806-1808) (rys. 4).

Mapy Kwatermistrzostwa i Karte des Westlichen Russlands ukazują rzekę o nieco zmienionym układzie koryta w wyżej opisanych odcinkach, polegającym na redukcji ramion. Z rzeki anastomozującej złożonej Liwiec zachował dwa i trzy ramiona jedynie lokalnie (rys. 4), co według Brice'a (1975) wskazuje na typ **a** i **c** (tab. 1). Niewątpliwie warto zwrócić uwagę na pierwszy z omawianych na podstawie mapy

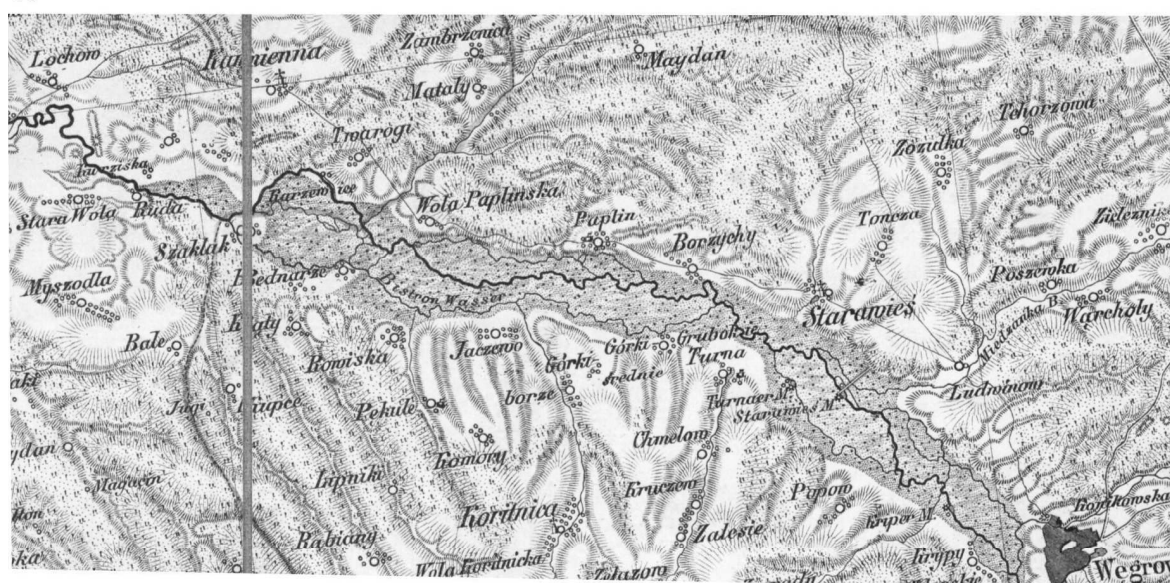
Tabela 2

Zmiany krętości Liwca i jego wybranych odcinków
na podstawie analizowanych archiwalnych materiałów kartograficznych

Changes of sinuosity of Liwiec channel and chosen sections based on analyzed archival map

Rok	1808	1843	1919	1937	1944	1985
Liwiec	1,46	1,53	1,47	1,27	1,26	1,32
odcinek 1 (Węgrów – Łochów)	1,56	1,32	1,1	1,15	1,18	1,3
odcinek 2 (Pierzchały – Jarnice)	1,54	1,64	1,82	1,43	1,64	1,56
odcinek 3 (Mokobody – Kucyki)	1,63	1,41	1,61	1,68	1,15	1,29

A



B



C



1000 m 0 1 2 3 km

Rys. 4. Analizowane odcinki rzeki Liwiec na Mapie Reymanna 1808 r.

Węgrów – Łochów (A), Pierzchały – Jarnice (B) i Kucyk – Mokobody (C)

Analyzed segments of Liwiec channel on Reymann's Map 1808

Węgrów – Łochów (A), Pierzchały – Jarnice (B) i Kucyk – Mokobody (C)

Reymanna odcinków (rys. 5A). Na początku XX w. (Karte des Westlichen Russlands) pomiędzy Węgrowem i Łochowem zachowane zostało koryto rozgałęzione na dwa, na odcinku około 12 km, w miejscu gdzie poprzednio na początku XIX w. rzeka dzieliła się na cztery ramiona, a około połowy XIX w. (mapa Kwatermistrzostwa) na trzy ramiona. Obecnie w tym miejscu funkcjonuje kilka dopływów biegnących równolegle do współczesnego koryta oraz wiele odciętych starorzeczy. Można sądzić, iż dopływy te wykorzystują koryta Liwca z poprzednich okresów i wiele z nich można przypisać tym wcześniejszym korytom. Jednak to wymaga bardziej szczegółowej analizy i badań terenowych, bowiem mapa Kwatermistrzostwa nie jest na tyle dokładna aby móc określić, które fragmenty koryta istniały wcześniej, a które pojawiły się później. W analizowanych materiałach archiwalnych nie ma wzmianek na temat prac regulacyjnych obejmujących odcinanie drugorzędnych koryt Liwca, zatem można wnioskować, iż rzeka stopniowo je porzucała. Krętość głównego koryta na tym odcinku od początku XIX wieku do początku XX w. uległa wyraźnej redukcji zarówno poprzez naturalne odcinanie zakoli jak i antropogeniczne (tab. 2). Według badań stosunkowo szybko następuje zarastanie odciętych zakoli, nie wykorzystywanych przez wody wezbraniowe, a cykl rozwoju nowego zakola może nastąpić nawet w czasie kilkudziesięciu lat (Florek 1991; Zwoliński 1989; Glińska-Lewczuk 2002).

Karte des Westlichen Russlands (1919) ukazuje, iż poza odcinkiem między Węgrowem a Łochowem tylko miejscami funkcjonowały dwa koryta na bardzo krótkich odcinkach. Układ dwuramienny zachowany został w okolicach Liwa. Tu rzeka płynęła dwoma korytami (równorzędnymi lub jednym dominującym) na długości około 1 km (rys. 4). Natomiast pomiędzy Kucykiem i Mokobodami, nastąpiła prawie całkowita redukcja odgałęzień (rys. 5C). W tym miejscu na początku XIX w. rzeka płynęła dwoma i trzema korytami. Widać, że istniało jedno główne koryto, pozostałe zaś pełniły wyraźnie mniejszą rolę w odprowadzaniu wód (Mapa Reymanna, 1808). Następnie można obserwować redukcję odgałęzień do dwóch, co prawdopodobnie następowało stopniowo. Świadczy o tym zachowane tzw. ślepe koryto o przebiegu zgodnym z dawną odnogą. Na odcinku tym przez pierwszą połowę XIX w. jedno koryto zwykle było dominujące a drugie

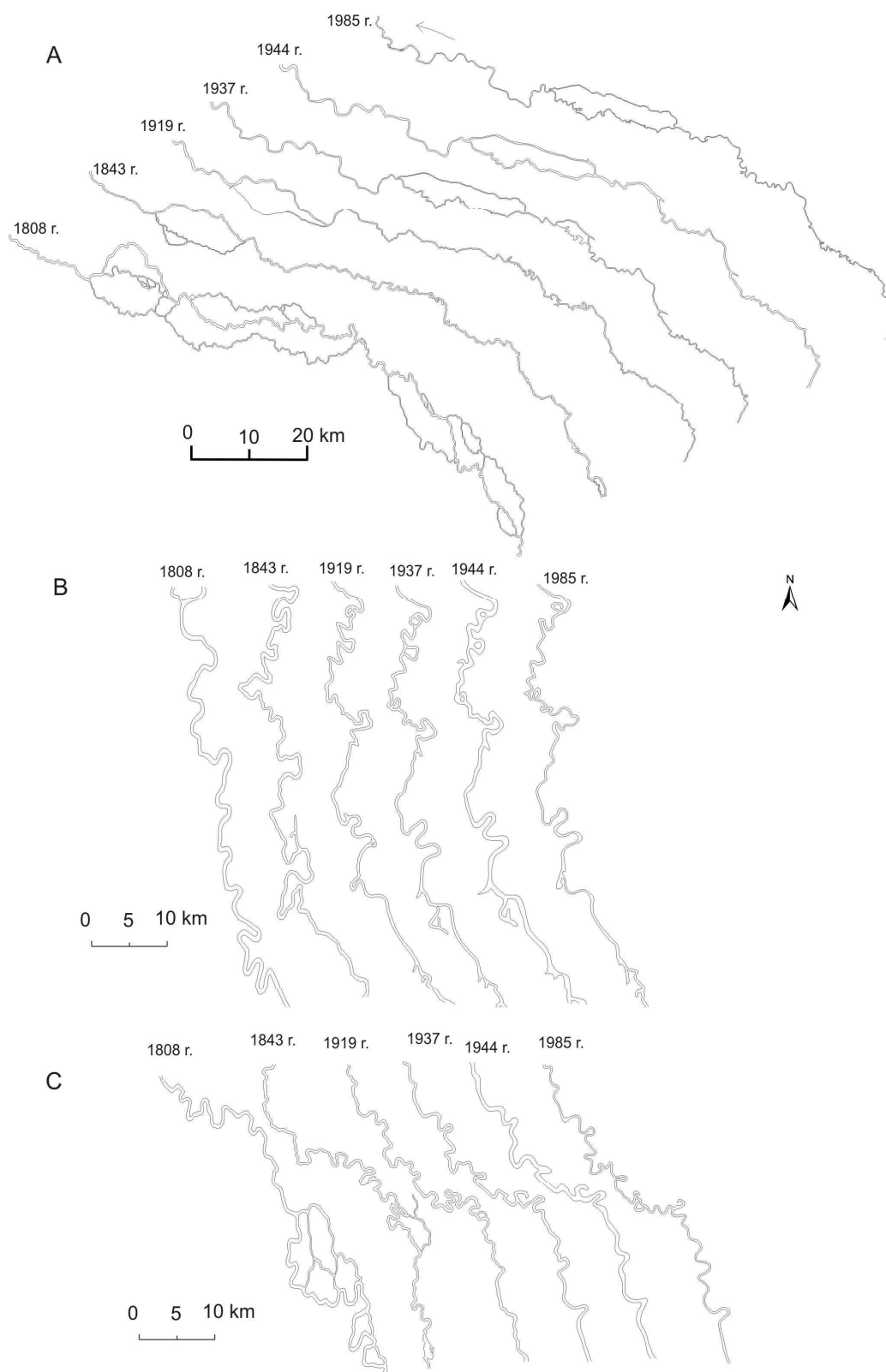
odgałęzienie o mniejszym znaczeniu. Redukcja odgałęzień spowodowała nieznaczną zmianę krętości (tab. 2).

Na pozostałych analizowanych odcinkach Liwiec płynął jednym krętym korytem, a lokalnie meandrującym o znacznej krętości jak na odcinku Pierzchały – Jarnice (rys. 5B). Średnia krętość na tym odcinku od początku XIX w. systematycznie zwiększała się od 1,54 do 1,82, a w jego północnej części osiągnęła 1,88. Pod względem charakteru krętości rzeka reprezentuje typ koryta jednofazowego o nieregularnie zmiennej szerokości oraz głównie dwufazowego, w którym na większe meandry są nałożone dwa mniejsze, rzadziej kilka mniejszych, co odpowiada typom **e** i **g** według 7-stopniowej skali typu krętości (Brice 1975). Miejscami występują też pojedyncze kanały przelewowe, wskazujące na typ **d** koryta krętego (tab. 1).

Analizując mapy wykonane przez Wojskowy Instytut Geograficzny (1919–1939) i Army Map Service (1944) nie stwierdzono zasadniczych różnic w biegu rzeki. Cechą odcinka Węgrów-Łochów jest tendencja do anastomozowania – występuje tu koryto dwuramienne, bez wyraźnej dominacji któregoś z ramion, na odcinku około 5 km. Lokalnie można zaobserwować rozwój zakoli i powstawanie kanałów przelewowych jak np. na odcinku Pierzchały – Jarnice. Znaczne zmniejszenie krętości w niektórych odcinkach w okresie międzywojennym 1919–1939 jest skutkiem przeprowadzonej regulacji.

Porównując układ koryta Liwca na trzech ostatnich mapach, tj., Wojskowego Instytutu Geograficznego (1919-1939), Army Map Service (1944) i Mapę Sztabową Wojska Polskiego (1985) widoczne są niewielkie zmiany w jego układzie, co wynika z naturalnych procesów, m.in. erozji bocznej i rozwoju meandrów. Natomiast lokalnie zmniejszona krętość jest wynikiem przeprowadzonej regulacji.

Na mapach z końca XX w. nie powtarza się układ złożony koryta. Jedynie poniżej wcześniej opisywanego odcinka w okolicy Węgrowa funkcjonuje drugie ramię rzeki, nieco węższe od głównego na długości około 4 km. Obecnie odnoga Liwca o nazwie Bełcząc odprowadza jedynie wodę w czasie wysokich stanów. Podobna sytuacja ma miejsce w okolicy Wyszkowa. Tu rzeka płynie dwoma korytami na długości niespełna kilometra. Na mapie z 1985 r. widocznych jest również wiele odciętych zakoli. Generalnie nieco zwiększa się krętość rzeki (tab. 2).



Rys. 5. Zmiany przebiegu koryta Liwca na odcinkach: Węgrów – Łochów (A), Pierzchały – Janice (B) i Kucyk – Mokobody (C)

Mapa Reymanna (1808 r.); Mapa Kwatermistrzowska (1843 r.); Karte des Westlichen Russlands (1919 r.); Mapa Wojskowego Instytutu Geograficznego (1937 r.); Army Map Service (1944 r.); Mapa Sztabowa Wojska Polskiego (1985 r.)

Changes of Liwiec channel sections: Węgrów – Łochów (A), Pierzchały – Janice (B) i Kucyk – Mokobody (C)

Reymann's Map (1808); Map of the Polish Kingdom (1843); Karte des Westlichen Russlands –(1919); Military Geographical Institute Map (1937); Army Map Service (1944); Map of the Polish Army (1985)

WSPÓŁCZESNE ZMIANY

Na obecny przebieg koryta Liwca niebagatelny wpływ miał człowiek. Zmiany, jakie wprowadził, polegały na zabudowie hydrotechnicznej w postaci jazów (koźłowych, zasuwowych i kłapowych) oraz przepustów z piętrzeniem o różnej wysokości światła i wysokości piętrzenia. Obecnie na rzece funkcjonuje 5 jazów koźłowych, 3 zasuwowe, 4 kłapowe oraz 7 przepustów. Największą ilością tego typu zabudowy hydrotechnicznej charakteryzuje się odcinek górny rzeki, który został całkowicie uregulowany i wyprostowany w latach 60-tych XX w. W środkowym biegu rzeki zostało odciętych 5 meandrów w celu zabudowy hydrotechnicznej i biologicznej, brzegi wówczas umacniano faszyną i kamieniami. W taki sposób zostały odcięte m.in. zakola w Krypach k/Węgrowa w latach 60-tych oraz na Grudziach w Węgrowie na początku lat 70-tych. Zostały wybudowane wówczas jazy na Liwcu. Zakole w Krypach zostało zrewitalizowane na początku XXI w., a na Grudziach zasypane (Wojewódzki Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Warszawie Inspektorat w Węgrowie). Ponadto zakole w okolicach wsi Kapuściaki zostało odcięte przez rolników, w miejscu, gdzie wylewające wody Liwca przyczyniały się do strat użytków zielonych. Na Liwcu funkcjonują również dwie małe elektrow-

nie wodne o mocy 89 kW w Kalinowcu (od 1990 r.) oraz 90 kW w Węgrowie od 2008 r.

Oprócz budowli hydrotechnicznych brzegi Liwca zostały umocnione w kilku miejscach w ramach zabudowy biologicznej. Głównie stosowano umocnienia z kamieni, faszyzny i wikliny w postaci płotków ażurowych. Zastosowanie takiej zabudowy biologicznej przyczyniło się do uregulowania przepływów rzeki, a tym samym ograniczenia zjawiska zalewania pobliskich łąk położonych na terasie zalewowej w okresie o podwyższonym stanie wód. Na nieuregulowanych odcinkach w dalszym ciągu istnieje ten problem, szczególnie na wiosnę, gdy są wysokie stany wody. Nie umocnione brzegi poddawane są ciągłej erozji bocznej. Miejscami występuje również silna erozja denną, która prowadzi do obniżenia zwierciadła wody gruntowej i przesuszenia użytków zielonych (Palczyński, Pawłat 1988). Również wiosną 2012 r. wybudowano wał przeciwpowodziowy o długości kilku kilometrów w okolicy Jarnic, w celu osuszenia łąk położonych na terasie zalewowej, ponieważ przy wysokich stanach wody niemożliwe były zbiory siana przez miejscowych rolników. Budowlę tę wykonał Wojewódzki Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Warszawie na wniosek mieszkańców Jarnic i wójta gminy Liw Bogusława Szymańskiego (Tygodnik Siedlecki, 2012).

PODSUMOWANIE

Przeprowadzone badania potwierdziły przydatność archiwalnych map do analizy układu koryta niewielkiej rzeki i pozwoliły na zaobserwowanie głównych tendencji zmian w układzie koryta Liwca.

– Analiza przebiegu koryta wskazuje, że morfologia doliny ma duże znaczenie w ewolucji koryta. Najbardziej kręte odcinki charakterystyczne są dla fragmentu doliny o dużej szerokości, tj. do 3 km, co umożliwia swobodną erozję boczną i powstawanie licznych zakoli. Odcinki anastomozujące wyraźnie nawiązywały do rozległych obniżen o genezie wytopiskowej, włączonych w odpływ.

– Wskaźnik krętości rzeki zmieniał się na poszczególnych odcinkach w różnych okresach. Obserwowane zmiany przebiegu koryta wskazują na wykonaną regulację w drugiej połowie XIX wieku i prawie wyprostowanie koryta w górnym biegu (powyżej Chodowa k/Siedlec)

lub odcinanie pojedynczych zakoli w środkowym (okolice wsi Kapuściaki k/Mokobód, okolice Węgrowa). Tylko lokalnie zachowały się odcinki naturalne.

– W ciągu ostatnich 200 lat nastąpiło zwiększenie krętości rzeki. Najbardziej kręty bieg miała rzeka poniżej i powyżej Mokobód oraz między Pierzchałami a Liwem. Przykładem jest odcinek poniżej Mokobód, parametr ten wskazuje na wzrost krętości odpowiednio z 1,32 w 1808 r. do 1,51 w 1937 r., obecnie wynosi 1,59 (tab. 2). Koryto Liwca na przeważającej długości w przeszłości było jednofazowe z występującymi miejscowo kanałami przelewowymi. Obecnie przyjmuje raczej charakter rzeki krętej lub meandrującej jednofazowej o nieregularnie zmiennej szerokości. Lokalnie na zakolach o dużym promieniu krzywizny występuje wtórna krętość – dwu i kilkunastofazowe meandry

(typ g wg Brice'a 1975). Obecnie rzeka meandruje na ponad 60 % swojej długości.

– W obrębie obniżen, w ciągu ostatnich 200 lat nastąpiły zmiany od koryta anastomozującego złożonego przez anastomozujące z drugorzędnymi bocznymi korytami do meandrującego jednofazowego lub krętego lokalnie bimodal-

nego. Tendencja do anastomozowania zachowała się w ograniczonym stopniu.

– W zmianach biegu Liwca ważną rolę odegrał człowiek, odcinając meandry bądź prostując bieg, zmniejszył jej długość oraz instalując zabudowę hydrotechniczną i biologiczną wpłynął na stabilizację układu koryta.

LITERATURA

- Brice J.C., 1975 – Air photo interpretation in the form and behavior of alluvial River. Final Report for US Army Research Office.
- Falkowski E., 1967 – Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, 198: 57-142.
- Florek W., 1991 – Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk: 238 ss.
- Florek W., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Kostrzewski K., Smolska E., Szmańda J., 2008 – Współczesne procesy kształtujące rzeźbę dolin rzecznych. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków: 292-305.
- Forysiak J., Petera J., 2002 – Przekształcenia antropogeniczne systemu wielokorytowego w dolinie Warty. Konferencja „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie”, Łódź-Uniejów, 25-27 września 2002: 58-61.
- Forysiak J., 2010 – Zastosowanie analizy zdjęć lotniczych do rekonstrukcji układu wielokorytowego środkowej Warty. *Landform Analysis*, 13: 13-18.
- Glińska-Lewczuk K., 2002 – Zmiany morfometryczne starorzeczy jako efekt oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych. W: E. Smolska, P. Szwarczewski (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. Wyd. WGiSR UW, Warszawa, t.2: 15-24.
- Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Roja R., Zieliński T., Żurek S., 2000 – Anastomosing system of the Upper Narew River, NE Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 219-229.
- Kobojek E., 2009 – Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję, na przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów. Wyd. UŁ, Łódź: 203 ss.
- Kondracki J., 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa: 440 ss.
- Mojski J.E. 1986 (red.) – Mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000, ark. Warszawa Wsch.
- Nanson G.C., Knighton A.D., 1996 – Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 217-239.
- Palczyński J., Pawłat H., 1988 – Przykład biotechnicznej zabudowy koryta rzeki Liwiec w woj. siedleckim. Materiały Konf. nauk.-techn. „Biotechniczna zabudowa rzek”. NOT, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Wodnych i Melioracyjnych, Warszawa: 50-61.
- Piotrowska K., Kucharska M., 2003 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kałuszyn (527). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 31 ss.
- Pruś S., Albrycht A., 2005 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mokobody (528). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 46 ss.
- Różycki S.Z., 1972 – Nizina Mazowiecka. W: R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. PWN, Warszawa: 271-317.
- Teisseyre A.K., 1991 – Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral.*, 22: 203 ss.
- Trafas K., 1968 – Rekonstrukcja starych koryt rzecznych na podstawie zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w Geografii*, 6: 34-38.
- Trafas K., 1975 – Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 40: 31-61.
- Twardy J., Klimek K., 2008 – Współczesne procesy morfogenetyczne w strefie staroglacjalnej. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski* SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków: 236-251.
- Wrotek K., 2002 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Węgrów (492). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 27 ss.
- Wrotek K., 2006 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Liw (491). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 32 ss.
- Zwoliński Z., 1989 – Geomorfologiczne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno. *Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN*, 3: 144 ss.

CHANGES OF THE LIWIEC CHANNEL PATTERN DURING LAST 200 YEARS

SUMMARY

Abstract. The changes of Liwiec river channels during last 200 years have been analyzed with the use of archival topographic maps. There was also used Brice's (1975) classification and an indicator of sinuosity to analyze the river channel patterns. The most characteristic feature of Liwiec in the beginning of the XIX century was the occurrence of an anabranching pattern. The river has been transforming gradually to meandering pattern with chutes. The biggest human influence on the river channel pattern was in the upper reach of the river, where it was completely regulated. Changes of bendiness indicator during last 200 years have shown that it will tend to develop bank erosion, especially in the most natural parts of the river. Currently the Liwiec river is meandering on more than 60 % of its length.

Key words: meandering river, transformation of river channel, analysis of archival maps, Liwiec river

The aim of the study is the Liwiec river and changes of its channel patterns during last 200 years. Liwiec is typical Mazovia Lowland river of length of 143,55 km and an average valley-floor slope of 0,52 ‰. Liwiec is a left bank inflow of the Bug river. The width of Liwiec valley changes from several metres in a gap section up to 3 km in Węgrów Depression.

The changes of channel patterns have been analyzed on the basis of archival topographic maps such as: Reymann's, Kwatermistrzostwa (Map of the Polish Kingdom) Karte des Westlichen Russlands, maps made by Military Geographic Institute, maps made by Army Map Service and Mapa Sztabowa Wojska Polskiego (Map of the Polish Army). All those maps have let the authors to trace the changes of Liwiec channel patterns during three periods: the beginning of XIX cent., XX cent. and nowadays. The changes of the channel patterns have been analyzed on three segments in the middle river course.

The Liwiec channel at the beginning of XIX century was characterized by appearance of meandering and anabranching (anastomosing) pattern. Mostly it was a single phase channel with average sinuosity 1,46 with wider at bends, rare chutes. The anabranching patterns occurred on

about 30 % of the valley length. According to Brice classification (1975), which includes the character of anabranching, it was a composite channel (type **a**), with the main channel and 1 subsidiary channel. The main as well as subsidiary channels were quite sinuous. Locally on short distances appeared type **g** with composite channels (with 1-4 side or split anabranches). Until the XX cent. there had been a gradual reduction of side channels to 2: one main channel and one side channel. But the sinuosity of the river channel picked up in the natural parts, e.g. Pierzchały – Jarnice it raised from 1,64 at the beginning of XIX cent. to 1,82 at the beginning of XX cent. The changes of the river pattern mainly result from the regulations of the river channel in the second half of XIX cent. and XX cent., which was based on shortening of river course. The river channel was almost straightened in the upstream, in the middle-stream single meanders were cut off. In spite of the ongoing regulation works Liwiec tends to develop meanders. Locally on meanders with big radius of sinuosity there is a secondary sinuosity – two and a few-phase meanders (type **g** according to Brice 1975). Only locally there are active side channels mainly during high water levels.

ZRÓŻNICOWANIE WYPEŁNIEŃ HOLOCENSKICH STARORZECZY WARTY W UNIEJOWIE

ZARYS TREŚCI

Badaniami objęto cztery starorzecza w Uniejowie, wybrane w wyniku wcześniejszej selekcji licznych fragmentów dawnych koryt Warty. Wykonano szczegółowe kartowanie ich wypełnień. W wypełnieniach stwierdzono osady biogeniczne (mułki organiczne, torfy i gytie) oraz mineralne (mułki i piaski). Oznaczono cechy litologiczne (uziarnienie, zawartość substancji mineralnej) oraz parametry fizykochemiczne (odczyn, przewodność, potencjał redox, zawartość węgla wapnia) osadów zdeponowanych w paleokorytach; oznaczono także wiek wybranych próbek metodą radiowęglową. Parametry morfometryczne i cechy wypełnień badanych paleokoryt pozwalają wiązać ich powstanie z rzeką meandrującą lub anastomozującą.

Słowa kluczowe: basen uniejowski, dolina Warty, paleokoryta, osady pozakorytowe, osady biogeniczne

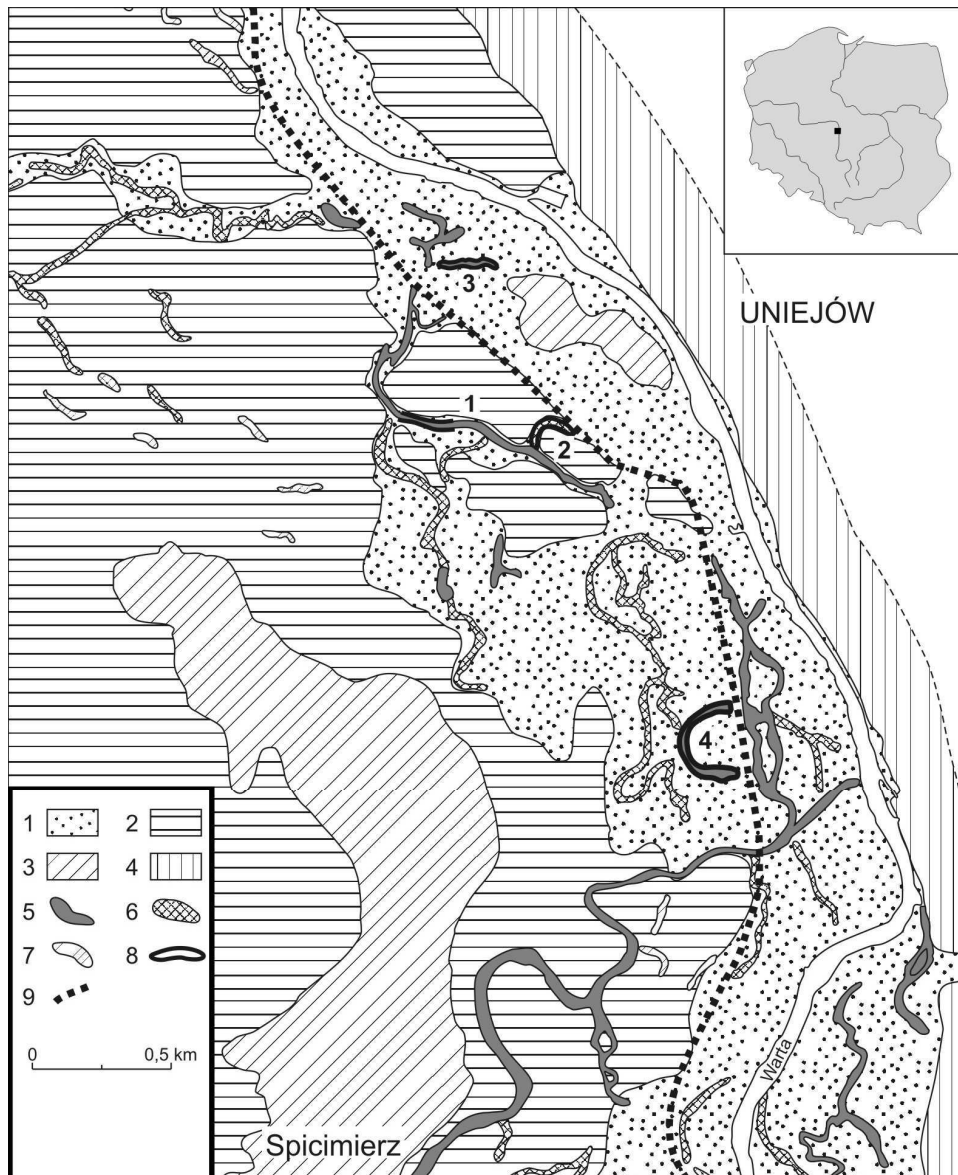
WPROWADZENIE

Teren badań położony jest w południowej części basenu uniejowskiego – rozległej, rozszerzającej się ku północy równinie zbudowanej z osadów rzecznych, akumulowanych od schyłku zlodowacenia warty (Klatkowa, Załoba 1991). W powierzchniowej budowie geologicznej doliny Warty w rejonie Uniejowa wyróżnia się trzy różnowiekowe serie, zbudowane z piasków górnoplenivistuliańskich, piasków i mułków (z niewielkim udziałem materiału organicznego) późnego vistulianu i mineralno-organicznych osadów holocenских (Forysiak 2005). Jednak morfologicznie wyróżnia się tylko terasa wysoka (górnoplenivistuliańska), której powierzchnia leży około 3–4 m powyżej poziomu morfologicznego, złożonego z fragmentów terasy niskiej (późnovistuliańskiej) oraz rozczłonkowanego dna doliny (Forysiak, Kamiński 2011). Szerokość tego późnovistuliańsko-holocenского poziomu na badanym obszarze dochodzi do 6 km. Ważną cechą jego powierzchni jest obecność licznych starorzeczy (rys. 1), stwierdzanych zarówno w obrębie dna doliny, jak i fragmentów terasy niskiej. Starorzecza te mają zróżnicowaną morfometrię oraz różnią się stopniem i charakterem

wypełnienia. Możliwe jest ich rozróżnienie i przypisanie do wydzielanych wcześniej typów starorzeczy w innych częściach środkowego odcinka doliny Warty (Forysiak 2005). Morfometria tych koryt oraz ich układ w planie umożliwiają określenie typów koryt rzecznych, jakie funkcjonowały w trakcie formowania się badanych paleokoryt i badanych części poziomów dolinnych.

Charakterystyka cech litologicznych osadów wypełniających starorzecza daje możliwość rekonstrukcji warunków w jakich zachodziło ich wypełnienie. Gromadzone w nich osady (organiczne i mineralne) mają bardzo duże znaczenie z punktu widzenia badań paleogeograficznych, stanowią bowiem cenne archiwum (litologiczne, biologiczne) zawierające zapis zmian zachodzących zarówno w danym zbiorniku akumulacyjnym, jak i w jego dość rozległym otoczeniu (Tobolski 2000; Tobolski i in. 2005; Wójcicki 2008). Osady biogeniczne są nośnikami istotnych informacji o sferze biotycznej i abiotycznej oraz stwarzają podstawy do względnego określenia wieku wielu zdarzeń naturalnych oraz antropogenicznych (Tobolski 2000).

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny obszaru badań

1 – dno doliny (holoceńskie); 2 – terasa niska (późnovistuliańska); 3 – poziom erozyjny; 4 – stok i wysoczyzna płaska; 5 – starorzecza świeże; 6 – starorzecza wypełnione utworami organiczno-mineralnymi; 7 – starorzecza wypełnione osadami mineralnymi; 8 – lokalizacja badanych starorzeczy; 9 – wał przeciwpowodziowy

Geomorphological sketch

1 – river valley bottom (Holocene); 2 – low terrace (Late Weichselian); 3 – erosional terrace; 4 – slope and morainic plain; 5 – fresh oxbow lakes; 6 – oxbow lake filled with organic-mineral deposits; 7 – oxbow lake filled with mineral deposits; 8 – location of studied oxbow lakes; 9 – embankment

POŁOŻENIE I CECHY MORFOLOGICZNE BADANYCH STARORZECZY

Wycinek doliny Warty wybrany do analizy leży po zachodniej stronie współczesnej rzeki. Odpływ jej wód odbywa się w częściowo uregulowanym i obwałowanym korycie (rys. 1), które na badanym obszarze ma szerokość od około 30 m do 70 m i kręty przebieg (krętość

całkowita – 1,29). Parametry hydrauliczne współczesnego koryta Warty są kilkukrotnie większe niż analogiczne parametry analizowanych paleokoryt. Wybrane do szczegółowej analizy cztery starorzecza różnią się morfologią oraz stopniem wypełnienia. Trzy z nich zostały

zaliczone do starorzeczy świeżych (rys. 1), są wyraźnie czytelne na rysunku poziomowym oraz zdjęciach lotniczych. W obrębie ich obniżen funkcjonują zbiorowiska roślinności wodnej i wilgociolubnej, we współczesnych przegłębieniach znajdują się także niewielkie zbiorniki wodne. Badanym starorzeczom nadano numerację zgodnie z kolejnością ich dokumentowania. Starorzecze nr 1 położone jest w odległości około 800 m na zachód od współczesnego koryta Warty, badany odcinek jest fragmentem koryta, przebiegającego między fragmentami terasy niskiej, w wąskiej strefie, zaliczonej do dna doliny. Jest ono całkowicie wypełnione osadami (do powierzchni terenu równiny zalewowej). Szczegółowo zbadano odcinek o długości około 55 m, o przebiegu prostoliniowym (najniższa krętość całkowita), jego szerokość waha się od około 6 do 12 m. Starorzecze nr 2 znajduje się w odległości 400 m na zachód od koryta Warty, leży w sąsiedztwie wyżej wspomnianego starorzecza, ale zaliczono je do grupy paleokoryt starszej generacji, występujących zarówno w obrębie dna doliny, jak i terasy ni-

skiej (rys. 1). Jest ono wypełnione osadami pozakorytowymi, wyraźnie zaznacza się w terenie jako sierpowate zagłębienie w powierzchni równi zalewowej Warty, ale w jego obrębie nie występują obecnie zbiorniki wodne. Krętość całkowita koryta wynosi 1,34. Długość zbadanego paleokoryta to około 215 m, a jego szerokość wynosi od 7 do 20 m. Starorzecze nr 3 położone jest około 300 m od dzisiejszego koryta Warty, w obrębie obwałowanej części dna doliny (rys. 1). Jest ono wypełnione osadami, ale zaznacza się w terenie jako dość głębokie obniżenie w powierzchni równiny zalewowej. Szczegółowo zbadano odcinek długości 56 metrów, o przebiegu prostoliniowym i szerokości od 4 m do 11 m. Starorzecze nr 4 leży w południowej części badanego obszaru (rys. 1) w odległości około 350 m od współczesnego koryta Warty. Jest ono częściowo wypełnione wodą i bardzo wyraźnie zaznacza się w terenie w postaci sierpowatego obniżenia w powierzchni terasy zalewowej Warty. Krętość całkowita koryta wynosi 1,27. Starorzecze ma długość około 360 m i szerokość od 10 m do 32 m.

METODY BADAWCZE

Do badań starorzeczy zastosowano metody geomorfologiczne i geologiczne oraz metody analizy osadów stosowane w telmatologii. Podjęty wątek badawczy wymagał przeprowadzenia prac terenowych, wykonania analiz laboratoryjnych oraz opracowania kameralnego. Badania terenowe przeprowadzono w latach 2010–2011. Polegały one w głównej mierze na:

- wykonaniu wstępnych sondowań wypełnień starorzeczy w obrębie dna doliny (70 sondowań), które poprzedzono inwentaryzacją nieczynnych koryt, dokonaną na podstawie materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych; na ich podstawie dokonano wyboru czterech paleokoryt do szczegółowych badań,

- wykonaniu sondowań w celu rozpoznania miąższości osadów organicznych, wypełniających starorzecza, za pomocą laski torfowej i próbnika oczkowego (891 punktów sondowań), które stanowiły podstawę do stworzenia map miąższości tychże osadów (Białczak 2012),

- pobraniu za pomocą próbnika Instorfeni osadów stanowiących wypełnienie poszczególnych paleokoryt; ze starorzecza nr 1 pobrano rdzeń o długości 2,5 m, ze starorzecza

nr 2 – 1,69 m, starorzecza nr 3 – 1,1 m oraz ze starorzecza nr 4 – 2 m.

Zabezpieczony materiał osadowy opróbowano i opisano w warunkach laboratoryjnych. Uzyskane próbki utworów biogenicznych i mineralnych poddano analizom laboratoryjnym:

- oznaczeniu wybranych parametrów fizykochemicznych (dla 98 próbek), określono: odczyn i konduktywność osadu metodą potencjometryczną oraz zawartość węglanu wapnia w osadzie metodą Scheiblera (Myślińska 1998, 2001); ponadto dla 36 próbek oznaczono popielność osadu (spalanie w piecu muflowym o temp. 550 °C),

- analizie granulometrycznej (dla 22 próbek), w przypadku 5 próbek o drobniejszej frakcji zastosowano metodę areometryczną, natomiast dla pozostałych metodę sitową (Gradziński i in. 1986; Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinowski i in. 2001),

- datowaniu radiowęglowemu próbek torfów, występujących w formie warstw w osadach pozakorytowych; oznaczenia 2 próbek wykonane zostały w laboratorium w Skale (MKL).

Wyniki zestawione zostały w formie zbiorczych diagramów, opartych na profilach litolo-

gicznych. Zestawienia graficzne ułatwiły porównywanie uzyskanych wyników i generalizowa-

nie udokumentowanego w osadach zbadanych starorzeczy zapisu paleoekologicznego.

WYNIKI BADAŃ

Mięszość osadów wypełniających **starorzecze nr 1** oraz konfiguracja jego dna została rozpoznana na podstawie 124 sondowań. Wykazuje ona dość duże zróżnicowanie w obrębie całego paleokoryta. Maksymalna mięszość – 2,36 m, zanotowana została w środkowej części zbiornika. Podłoże dla osadów wypełniających starorzecze stanowi seria rzeczna, wykształcona w formie piaszczysto-mułkowych rytmitów mineralno-organicznych facji pozakorytowej. Cykl akumulacyjny w paleokorycie rozpoczyna torf turzycowy (2,31–2,36 m). Wydatowany został metodą radiowęglową ^{14}C na 1440 ± 60 lat BP (MKL-1322). Bezpośrednio na torfie zalega 3-centymetrowa seria organiczno-mineralna, frakcji mułkowo-piaszczystej (rys. 2), o strukturze amorficzno-ziarnistej i niezbyt wyraźnym warstwowaniu. Następnie doszło do akumulacji piasków rzecznych (2,04–2,28 m) z minimalną domieszką substancji amorficznej, co wskazuje na ponowne włączenie opuszczonego koryta do systemu fluwialnego Warty. Opisywana seria cechuje się odczynem obojętnym (6,9 pH) oraz dość niską konduktywnością (50,93 μS). Po opuszczeniu przez rzekę paleokoryta, w środowisku limnicznym rozpoczęła się akumulacja mułków organiczno-mineralnych (1,99–2,01 m), barwy czarnej o strukturze amorficzno-ziarnistej oraz dość dobrej kohezji. Spokojna akumulacja mułków przerwana została uaktywnieniem koryta, zapisanym w postaci 3-centymetrowej warstwy piasku (1,96–1,99 m), która najprawdopodobniej została złożona w wyniku jednorazowego przepływu powodziowego. Jest to piasek gruboziarnisty ($M_z = 0,788$), o słabym wysortowaniu ($\sigma = 1,106$) i dodatnio skośnym rozkładzie uziarnienia ($Sk = 0,174$). Ponownie opuszczone paleokoryto funkcjonowało jako zbiornik akumulacji biogenicznej, gdzie na osadach organicznych (mułkach o różnej zawartości substancji organicznej oraz torfach) składane były kilkunastocentymetrowej mięszości serie powodziowe oraz piaszczyste i mułkowe przewarstwienia w osadach organicznych powstałe w wyniku wzmózonej dostawy substancji alochtonicznej do zbiornika (rys. 2). Zawartość substancji organicznej w całej serii pozakorytowej (1,96–1,08 m) waha się od 2,5 do 18 %, a udział CaCO_3 wynosi od 0 do 4,36 %. Akumulację

mułków przerwała aktywacja paleokoryta. Zapis litologiczny owego zdarzenia stanowi 13-centymetrowej mięszości seria rzeczna (0,95–1,08 m) zbudowana z piasków średnioziarnistych ($M_z = 1,481$), umiarkowanie wysortowanych ($\sigma = 0,732$) o dodatnio skośnym rozkładzie uziarnienia ($Sk = 0,207$). Ponownie wyłączone z odpływu rzeczne koryto funkcjonowało jako jezioro, w środowisku którego akumulowany były osady facji pozakorytowej (0,0–0,95 m), takie jak: osady mułkowe (0,9–0,95 m), a w miarę jego wypływania osady torfowe (0,44–0,78 m) oddzielone od poprzednich warstwą rytmitów mineralno-organicznych facji powodziowej (0,78–0,9 m). Strop serii pozakorytowej wieńczy gytia żelazista (0,0–0,44 m). Udział substancji organicznej w profilu pionowym serii wykazuje dość duże zróżnicowanie od 1,4 do 14,7 %, a zawartość CaCO_3 w osadach waha się od 0 do 1,56 %. Tego typu gytiewiska „otwarte” powstają w wyniku przerwania naturalnego procesu zarastania jezior, na skutek odwodnieniowych prac melioracyjnych lub naturalnego obniżenia poziomu wód gruntowych (Myślińska 2001).

Morfologia dna oraz mięszość wypełnienia **starorzecza nr 2** została rozpoznana na podstawie 233 sondowań. Grubość warstwy osadów wypełniających paleokoryto jest zróżnicowana i odzwierciedla ukształtowanie dna jego misy. Najmniejsza mięszość osadów była notowana głównie na obrzeżach koryta oraz w obrębie odsypu meandrowego. Maksymalna mięszość wypełnienia starorzecza wynosi 1,67 m i zanotowana została w obrębie dość rozległej formy korytowej – plosa. Podłoże dla wypełnienia opisywanego starorzecza stanowi seria piaszczysta facji korytowej (1,67–1,69 m) o znikomej zawartości substancji organicznej (popielność 99,5 %). Po opuszczeniu koryta przez rzekę, w środowisku limnicznym doszło do akumulacji lekko zapiaszczzonej gytii krzemionkowej (1,31–1,67 m) o odczynie średnio kwaśnym (5,3–5,4 pH) oraz niskiej konduktywności (46,24–94,28 μS). W późniejszym okresie w paleokorycie miała miejsce akumulacja serii powodziowej (rys. 3), wykształconej w postaci rytmitów piaszczysto-mułkowych (1,28–1,31 m). Po obniżeniu poziomu zwierciadła wód gruntowych, w starorzeczu bezpośrednio na podłożu mineralnym do-

szło do sedimentacji torfu drzewnego, średnio rozłożonego (1,24–1,28 m) o bardzo silnie kwaśnym odczynie (3,8 pH) oraz podwyższonej konduktywności (796,4 μ S). Zawartość CaCO_3 w opisanych osadach pozakorytowych jest niewielka i waha się od 0 do 0,52 %. Akumulacja torfu została przerwana włączeniem starorzecza do systemu odpływu rzecznej Warty. Powstała wówczas 3-centymetrowa warstwa piasków rzecznych facji korytowej (1,21–1,24 m), z niewielką domieszką rozproszonej substancji organicznej (1,2 %). Gdy przepływ w korycie został ponownie przerwany, powstały w nim warunki sprzyjające akumulacji jeziornej. Doszło wówczas do powstania warstwy mułków organiczno-mineralnych zawierających detrytus drzewny i zielny (1,17–1,21 m). W kolejnym etapie wypełniania starorzecza została utworzona warstwa piasków facji powodziowej (1,14–1,17 m), będąca dowodem na kolejną aktywację opuszczonego koryta. Jest ona zbudowana z piasku drobnoziarnistego ($M_z = 2,292$) o bardzo dobrym wysortowaniu ($\sigma = 0,335$) i symetrycznym rozkładzie uziarnienia. W późniejszym okresie wyłączone z odpływu rzecznej Warty paleokoryto funkcjonowało jako zbiornik akumulacji biogenicznej (0,0–1,14 m), w którym akumulacja osadów organicznych (torfu drzewnego, szuwarowego, turzycowego oraz mułków o różnej zawartości substancji organicznej) tylko raz „zakłócona” została depozycją utworów facji powodziowej (rys. 3), wykształconych w formie rytmitów mineralno-organicznych (0,85–0,88 m). Warstwa torfu drzewnego znajdująca się na głębokości od 0,88 do 1,05 m, została wydатовana metodą radiowęglową ^{14}C na 4140 ± 80 lat BP (MKL-1323).

Mięszkość wypełnienia **starorzecza nr 3** została rozpoznana na podstawie 126 sondowań. Jej wielkość, podobnie jak w poprzednich paleokorytach, determinowana jest w dużym stopniu przez rzeźbę powierzchni dna koryta, co oznacza, że największe miąższości notowane są w miejscach przegłębienia korytowych, natomiast najmniejsze w obrębie odsypów wewnątrz-korytowych. Maksymalna miąższość wypełnienia paleokoryta wynosi 1,24 m, natomiast minimalna 0,2 m. Podłoże dla utworów wypełniających starorzecze stanowi seria rzeczna facji korytowej (rys. 4), której cechą charakterystyczną jest grubienie ziaren ku stropowi, dolna część zbudowana jest z piasków drobnoziarnistych ($M_z = 2,036$), natomiast część górną tworzą piaski średnioziarniste ($M_z = 1,974$). Cała seria ce-

chuje się umiarkowanie dobrym wysortowaniem. W starorzeczu akumulowane były głównie osady pozakorytowe, takie jak mułki o różnej zawartości substancji organicznej oraz osady torfowe (rys. 4). W złożu udokumentowano torf turzycowy, drzewny oraz turzycowo-drzewny. Na głębokości od 0,23 do 0,24 m znajduje się piaszczyste przewarstwienie w masie torfowej. Tak cienka warstwa powstała zapewne podczas jednorazowego przepływu. W profilu całej serii zanotowano niewielką, lecz zmienną zawartość CaCO_3 (0,47–2,6 %), oraz udział substancji organicznej zawierający się w przedziale od 5,8 % do 25,2 %.

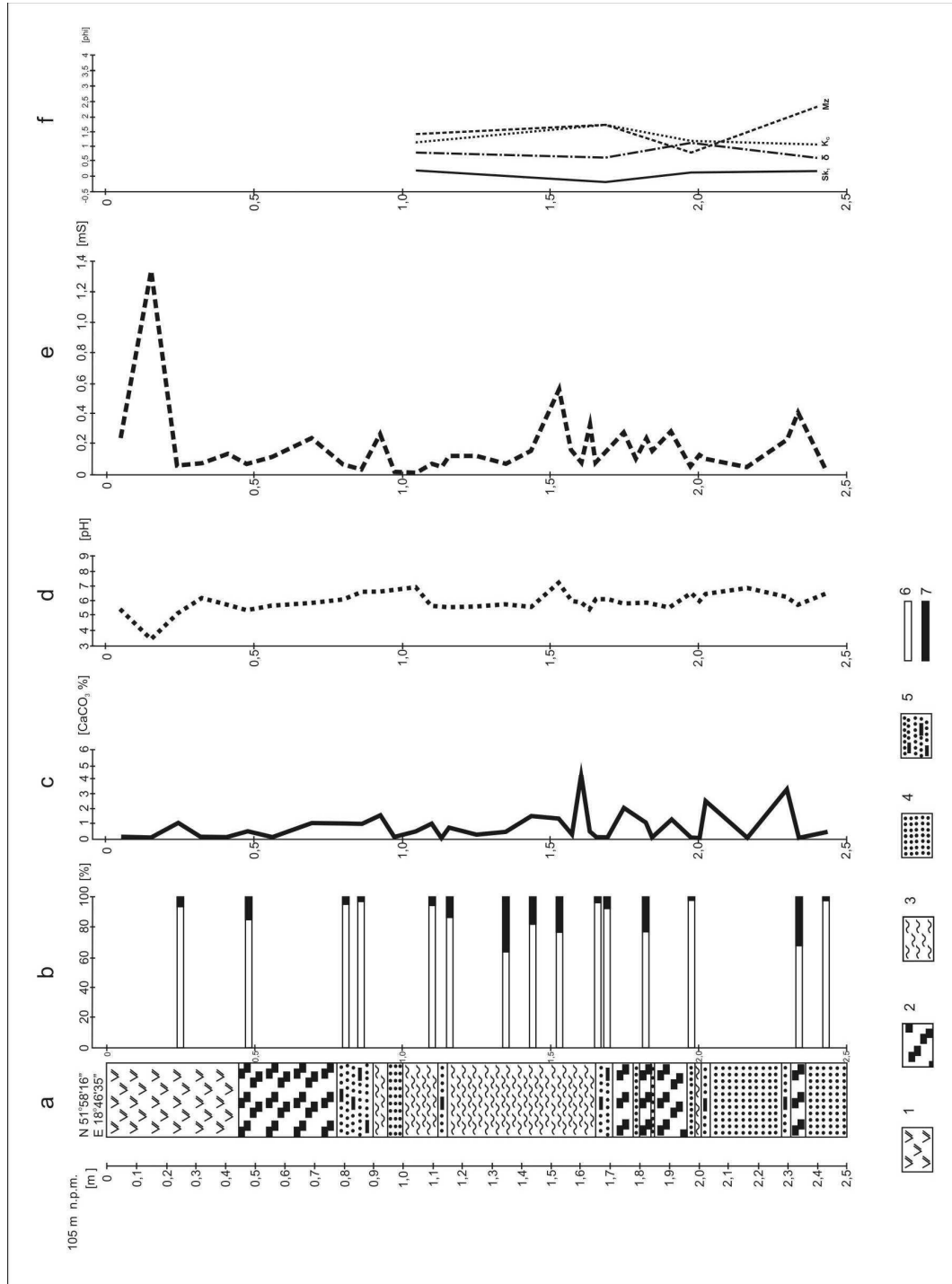
Zróznicowanie miąższości osadów wypełniających **starorzecze nr 4** rozpoznano na podstawie 338 sondowań. Największa zanotowana miąższość wynosi 1,64 m. Warstwa osadów wypełniających paleokoryto ułożona jest współkształtnie do rzeźby jego dna. Największe miąższości osadów występują u podnóża brzegu wklęsłego, natomiast najmniejsze wzdłuż brzegu wypukłego, w obrębie odsypów wewnątrz-korytowych. Podłoże dla osadów wypełniających starorzecze stanowi seria rzeczna zbudowana z naprzemian występujących piasków korytowych oraz rytmitów piaszczysto-mułkowych facji pozakorytowej (1,64–2,0 m) o niewielkiej zawartości CaCO_3 (0,51 %), silnie kwaśnym odczynie (3,5–4,2 pH) oraz stosunkowo niskiej konduktywności. Po opuszczeniu koryta przez Wartę, doszło do akumulacji mułków organiczno-mineralnych barwy czarnej o strukturze amorficzno-ziarnistej (1,62–1,64 m). Następnie paleokoryto zostało ponownie włączone do odpływu rzecznej, o czym świadczy kolejna seria rzeczna zbudowana z naprzemian występujących piasków korytowych oraz pozakorytowych rytmitów piaszczysto-mułkowych (0,88–1,62 m) (rys. 5). Generalnie w całej serii notowany jest bardzo silnie kwaśny odczyn osadu (3,0–4,3 pH) przy stosunkowo niskiej konduktywności. W późniejszym okresie Warta ponownie opuściła koryto, w którym doszło do akumulacji zapiaszczonych mułków mineralnych z znikomą (0,6 %) domieszką substancji organicznej (0,84–0,88 m). Sedymetacja mułków została przerwana kolejną aktywacją paleokoryta zapisaną w postaci serii rzecznej facji korytowej (0,6–0,84 m). Cechą charakterystyczną tej serii jest grubienie ziarna ziarna ku spągowi. Stropową część serii budują lekko wapniste (CaCO_3 1,32 %) piaski średnioziarniste ($M_z = 1,248$), słabo wysortowane ($\sigma = 1,215$). W późniejszym

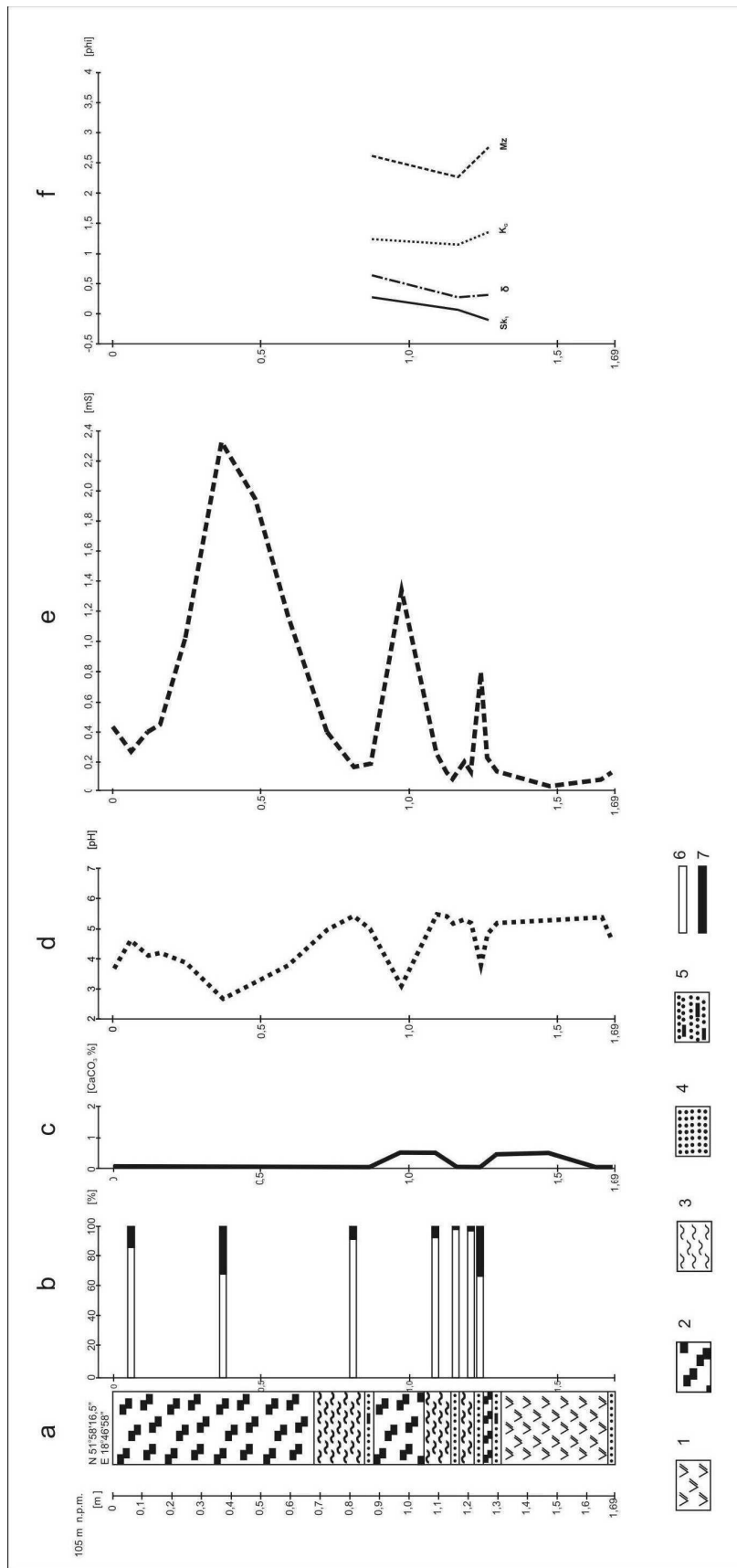
Rys. 2. Charakterystyka osadów wypełniających starorzecze nr 1

a. litologia: 1 – gytia, 2 – torf, 3 – mulki, 4 – piaski, 5 – mulki piaszczyste z materiałem organicznym; b. zawartość substancji mineralnej i organicznej; 6 – substancja mineralna, 7 – substancja organiczna; c. zawartość węgla wapnia; d. odczyn; e. przewodność; f. wskaźniki uziarnienia osadów: Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk – skośność, K_G – kurtosis

Properties of deposits filling oxbow lake nr 1

a. lithology: 1 – gyttja, 2 – peat, 3 – silt, 4 – sand, 5 – sandy silt with organic matter; b. content of mineral and organic matter: 6 – organic matter, 7 – mineral matter; c – calcium carbonate content; d – pH; e – conductivity; f – grain-size coefficients: Mz – mean diameter, δ – standard deviation, Sk – skewness, K_G – kurtosis



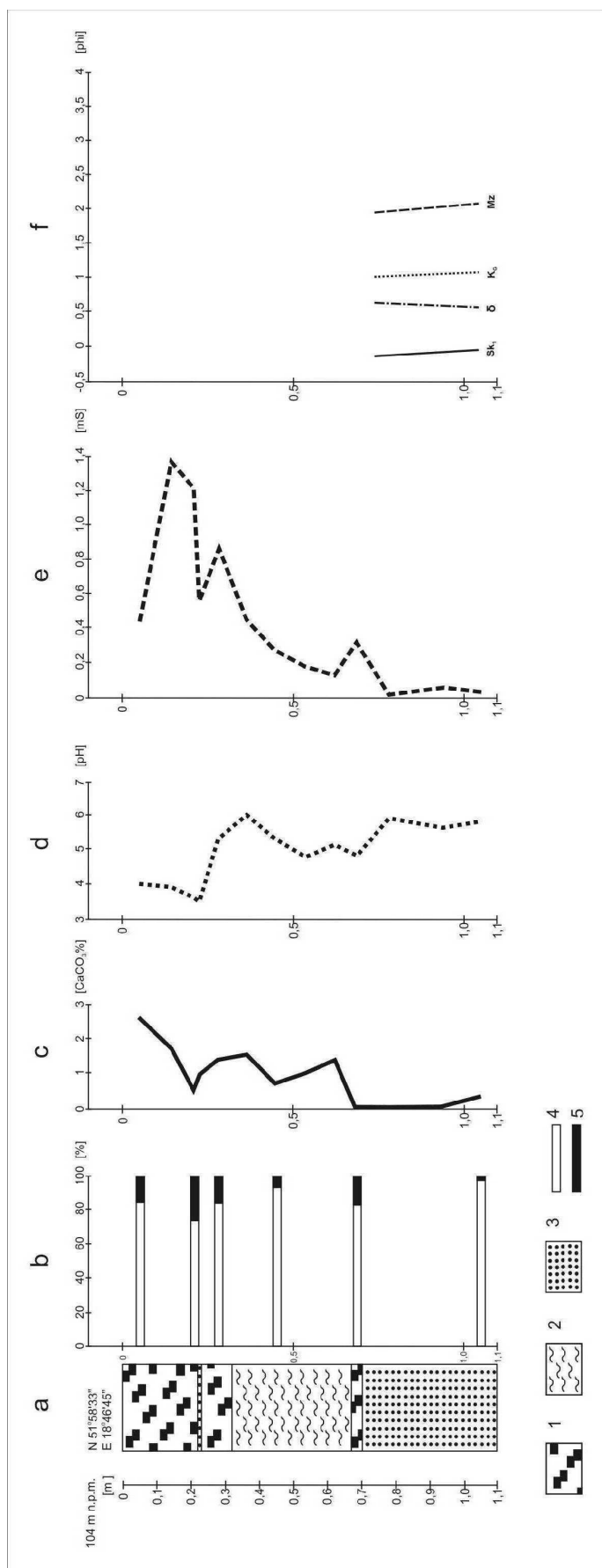


Rys. 3. Charakterystyka osadów wypełniających starorzecze nr 2

a. litologia: 1 – gytia, 2 – torf, 3 – mulki, 4 – piaski, 5 – mulki piaszczyste z materialem organicznym; b. zawartość substancji mineralnej i organicznej: 6 – substancja mineralna, 7 – substancja organiczna; c. zawartość węglanu wapnia; d. odczyn; e. przewodność; f. wskaźniki uziarnienia osadów: Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk – skośność, K_G – kurtosis

Properties of deposits filling oxbow lake nr 2

a. lithology: 1 – gyttja, 2 – peat, 3 – silt, 4 – sand, 5 – sandy silt with organic matter; b. content of mineral and organic matter: 6 – organic matter, 7 – mineral matter; c – calcium carbonate content; d – pH; e – conductivity; f – grain-size coefficients: Mz – mean diameter, δ – standard deviation, Sk – skewness, K_G – kurtosis

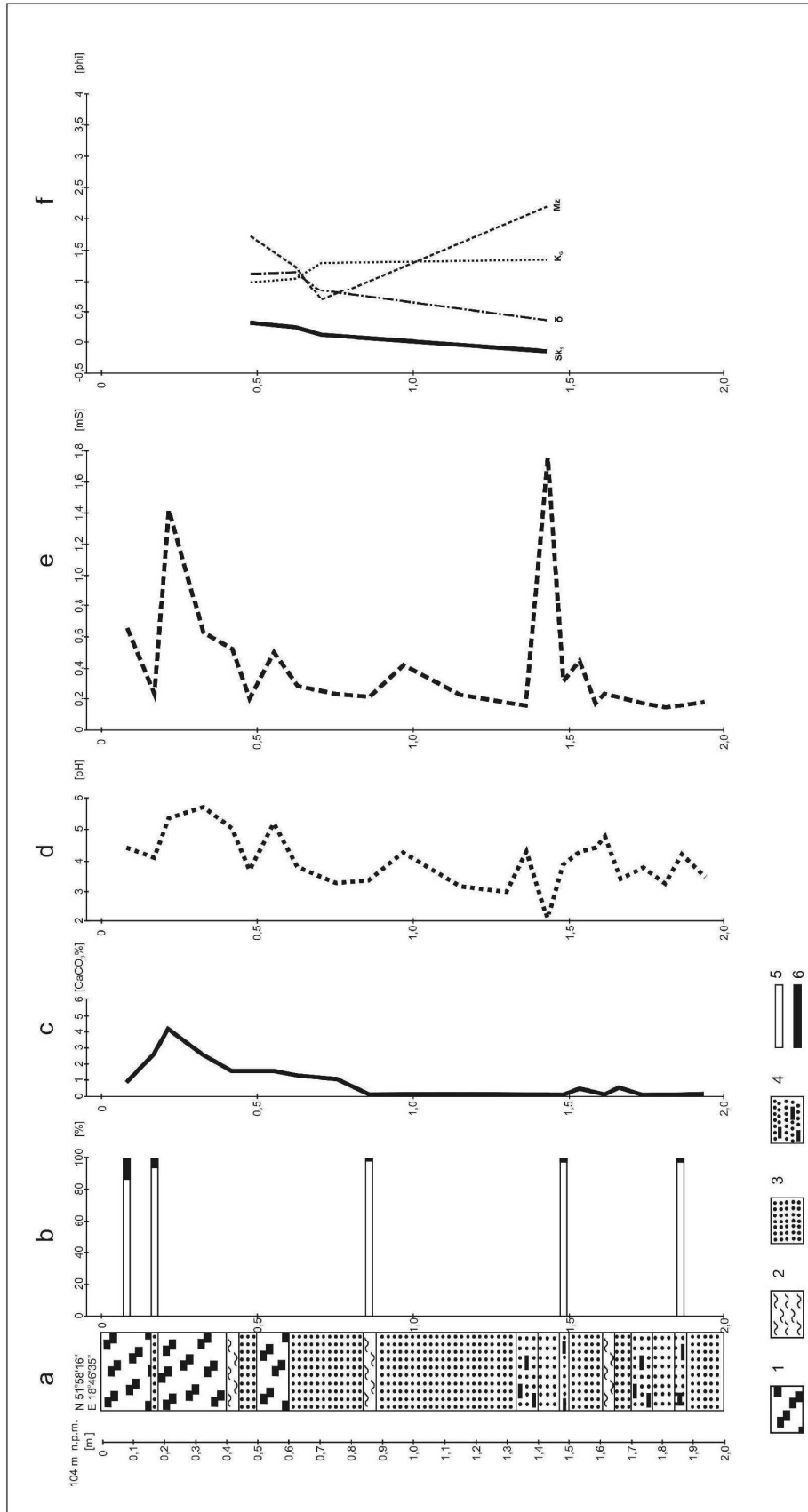


Rys. 4. Charakterystyka osadów wypełniających starorzecze nr 3

a. litologia: 1 – torfy, 2 – mulki, 3 – piaski; b. zawartość substancji mineralnej i organicznej: 4 – substancja mineralna, 5 – substancja organiczna; c. zawartość węglanu wapnia; d. odczyn; e. konduktywność; f. wskaźniki uziarnienia osadów: Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk – skośność, K_G – kurtoza

Properties of deposits filling oxbow lake nr 3

a. lithology: 1 – peat, 2 – silt, 3 – sand; b. content of mineral and organic matter; c – calcium carbonate; d – pH; e – conductivity; f – grain-size coefficients: Mz – mean diameter, δ – standard deviation, Sk – skewness, K_G – kurtosis



Rys. 5. Charakterystyka osadów wypełniających starorzecze nr 4

Properties of deposits filling oxbow lake nr 4

a. lithology: 1 – peat, 2 – silt, 3 – sand, 4 – sandy silt with organic matter; 5 – organic matter, 6 – mineral matter; c – calcium carbonate content; d – pH; e – conductivity; f – grain-size coefficients: Mz – mean diameter, δ – standard deviation, Sk – skewness, K_G – kurtosis

okresie opisywane koryto, po raz kolejny zostało porzucone przez rzekę. Poziom zwierciadła wód gruntowych obniżył się na tyle, że w warunkach lekkiego podtopienia akumulowany był torf turzycowy (0,5–0,6 m) o odczynie 5,2 pH i konduktywności 501,8 μ S (rys. 5). Sedentacja torfu przerywana została poprzez trzecie i ostatnie włączenie starorzecza do systemu odpływu rzecznej Warty, które zostało zapisane w postaci 6-centymetrowej miąższości warstwy lekko wapnistych, średnioziarnistych piasków ko-

rytowych (0,44–0,5 m). Następnie w starorzeczu akumulowane były jedynie osady pozakorytowe (0,0–0,44 m), wśród których dominują zapiaszczone osady torfowe (torf turzycowy i szuwarowy), podścielone mulkami organiczno-mineralnymi o odczynie silnie kwaśnym (5,0 pH) oraz konduktywności 527,7 μ S. Generalnie udział substancji organicznej w serii pozakorytovej waha się od 4,5 do 15,5 %, a zawartość CaCO_3 od 0,98 do 4,16 %.

INTERPRETACJA WYNIKÓW

Badania starorzeczy podjęto w celu udokumentowania charakteru ich wypełnienia, oceny możliwości ich wykorzystania do rekonstrukcji zmian procesów fluwialnych w holocenie na badanym odcinku doliny Warty. Analizy paleoekologiczne osadów wypełniających analizowane starorzecza będą kontynuowane, ale na podstawie przedstawionych wyżej wyników podjęto próbę interpretacji paleogeograficznych i paleoekologicznych.

Cechy morfologiczne i fizjonomia starorzecza nr 2 oraz wykonane datowanie torfu tworzącego część jego wypełnienia, pozwalają przyjąć, że jest ono najstarszym paleokorytem spośród analizowanych. Dzięki położeniu w obrębie fragmentu poziomu niskiego doliny, przypuszczać można, że koryto powstało jeszcze w młodszym drysie, jako część systemu wielokorytowego. Tezę taką potwierdza także gytia krzemionkowa, złożona w spągu wypełnienia starorzecza, która może wskazywać na dość surowe warunki klimatyczne panujące po wyłączeniu koryta z systemu rzecznej Warty. Osady korytowe i pozakorytowe zdeponowane na wspomnianej gytii świadczą o aktywności koryta, ale trudno na obecnym etapie wskazywać wiek tej reaktywacji koryta. W okresie atlantyckim w części dolin rzecznych regionu łódzkiego, po okresie względnej stabilizacji procesów rzecznych, doszło do pogłębiania koryt rzecznych i ich wcinania w poziom dna doliny (Turkowska 1988; Forysiak 2005, 2012). Taka tendencja mogła dotyczyć także Warty w rejonie Uniejowa, dzięki temu obniżyć mógł się poziom wód gruntowych w dolinie i do starorzecza wkroczyło torfowisko. Datowanie uzyskane z warstwy torfu drzewnego wskazuje, że zatorfienie nastąpiło na początku okresu subborealnego. Właściwości fizykochemiczne torfu (gatunek, wysoki stopień rozkładu, zwiększona popielność

oraz odczyn średnio kwaśny) są typowe dla torfów niskich (Frankiewicz 1980; Kociśzewska-Musiał 1988; Tobolski 2000; Myślińska 2001). Tego typu torfowiska są powszechne w dolinach rzecznych. Starorzecze epizodycznie zalewane było wodami powodziowymi, a złożone w stropowej części mulki organiczno-mineralne wskazują na podniesienie się poziomu wód w dolinie, co zgodne jest z tendencjami do agradacji dna doliny Warty od końca okresu subborealnego (m.in. Forysiak 2005). Akumulacja osadów organicznych (torfów) oraz organiczno-mineralnych (mulków) przerywana była wielokrotnie, poprzez składanie serii powodziowych, wykształconych w formie rytmitów piaszczysto-mulkowych oraz dwukrotne krótkotrwale przepływy, co zapisane jest w postaci warstw piasków korytowych. Gatunki i właściwości fizykochemiczne gromadzonego na drodze sedentacji torfu, są charakterystyczne dla torfów niskich (Frankiewicz 1980; Tobolski 2000; Ilnicki 2002; Tobolski i in. 2005). Dominoowało zasilanie gruntowe, aczkolwiek można wydzielić okresy akumulacji torfu w warunkach znacznego udziału zasilania opadowego, wynikające z niższego położenia zwierciadła wód gruntowych.

Badany odcinek kopalnego koryta opisany jako starorzecze nr 1 jest częścią systemu świeżych paleokoryt. Analizowany profil osadów jego wypełnienia pozwala stwierdzić, że bezpośrednio po przzerwaniu przepływu, do koryta wkroczyło torfowisko. Świadczy to o stosunkowo niskim poziomie wody w dnie doliny. Warstwa torfu powstała około 1330 lat cal. BP, a więc w środkowej części okresu subatlantyckiego. Warta była wówczas rzeką anastomozującą, o dość dużej stabilności poszczególnych koryt (Forysiak 2005), ale z pewnością dochodziło wówczas do awulsji elementarnych koryt

systemu. Zachowana cienka warstwa torfu świadczy o krótkim czasie funkcjonowania torfowiska, albo o ścięciu części złożonego torfu przez przepływ wód rzecznych, czego zapis stanowi warstwa piasku korytowego. Osady wypełniające starorzecze akumulowane były w różnych środowiskach: limnicznym, telmatyczno-terrestycznym oraz rzeczonym. Narastanie masy torfowej oraz sedymentacja mułków o różnej zawartości substancji organicznej przerywana była częstymi okresami powodziowymi, udokumentowanymi w postaci rytmitów piaszczysto-mułkowych facji pozakorytowej oraz czterokrotną aktywacją paleokoryta zapisaną w formie korytowych piasków rzecznych. Podczas akumulacji wypełnienia, zbiornik zasilany był przez wody gruntowe oraz rzeczne. Jedyne wyjątek stanowi warstwa gytyi żelazistej, znajdująca się na głębokości 0,1–0,2 m, która powstawała w warunkach zasilania opadowego, co należy wiązać z wyłonieniem gytiowiska na powierzchnię terenu w wyniku prac hydrotechnicznych prowadzonych w rejonie zbiornika akumulacyjnego (obwałowanie Warty, rowy melioracyjne). Trudno jednak bez dalszych badań dokładniej określić czas odkładania się oraz tempo akumulacji utworów w poszczególnych środowiskach sedymentacyjnych, ponieważ uzależnione jest ono od wielu czynników. W przypadku osadów limnicznych, efektywność sedymentacji zależy głównie od wielkości i głębokości zbiornika, warunków klimatycznych, trofii i chemizmu wód oraz warunków termicznych i tlenowych panujących w danym jeziorze (Tobolski i in. 2005). Średnie tempo akumulacji jeziornej w strefie klimatu umiarkowanego waha się od 0,3 do 2,0 mm/rok (Mikulski 1974), a w zagłębieniach mis, do których zsuwają się osady, osiąga nawet 4 mm/rok (Breymeyer 1999). O rozpoczęciu sedymentacji osadów torfowych decydują warunki hydrologicznego zasilania, wynikające z uwarunkowań hydrogeologicznych, hydrograficznych i topograficznych (Ilnicki 2002). Narastanie masy torfowej przebiega nierównomiernie, nawet w różnych częściach tego samego złoża (Frankiewicz 1980). Równie trudne jest określenie średniego tempa akumulacji aluwów, wynika ono bowiem z wielu czynników właściwych danej dolinie, kształtowanej przez rzekę o określonym układzie koryta (m.in. Teisseire 1991; Leopold i in. 1995). Biorąc pod uwagę cytowany wiek spągowej warstwy torfu można mówić jedynie o średnim tempie akumulacji osadów – około 1,8 mm/rok.

Z powodu braku znajomości wieku osadów budujących spąg wypełnienia starorzecza nr 3, nie ma możliwości określenia czasu odcięcia badanego paleokoryta. Ponieważ jest ono, podobnie jak starorzecze nr 1, paleokorytem świeżym i leży w obrębie dna doliny, należy zakładać jego holocenijski (neoholocenijski) wiek. Właściwości fizykochemiczne osadów wypełniających starorzecze, wskazują na akumulację w warunkach zasilania gruntowego, sporadycznie rzeczowego, z niewielkim wzrostem udziału zasilania opadowego w stropowych partiach wypełnienia, które powstało w wyniku rozwoju torfowiska, wieńczącego cykl akumulacyjny w paleokorycie. W masie dominujących tutaj osadów organicznych, występuje jedno przewarstwienie mineralne frakcji piaszczystej, powstałe najprawdopodobniej w wyniku jednorazowego przepływu wód rzecznych. A zatem starorzecze nr 3 prawdopodobnie tylko jeden raz włączone było do systemu przepływu wód Warty.

Wypełnienie starorzecza nr 4, podobnie jak wszystkich wyżej opisanych, powstawało w trzech typach środowisk akumulacyjnych: limnicznym, telmatyczno-terrestycznym oraz fluwialnym. Zakładając, że koryto zostało wycięte w powierzchni dna doliny w holocen, można wnioskować o stosunkowo szybkim tempie jego zapełniania. Wartości oznaczonych parametrów fizykochemicznych nie wykazują znacznych powiązań korelacyjnych z zawartością substancji organicznej w osadach. W całym profilu pionowym notowany jest bowiem bardzo kwaśny odczyn osadów mineralnych. Taka sytuacja może mieć miejsce w zlewniach zajętych lasem iglastym lub/i torfowiskami, gdzie na skutek spływu powierzchniowego do koryta dostają się znaczne ilości substancji humusowych. Powyższą tezę potwierdza znaczny udział rozproszonej substancji organicznej w osadach piaszczystych. Sedymentacja masy torfowej oraz sedymentacja mułków o różnej zawartości substancji organicznej, była trzykrotnie przerywana aktywacją paleokoryta polegającą na włączaniu go do odpływu rzecznej Warty. Świadczą o tym stosunkowo miększe serie piasków korytowych, poprzedzielane rytmitami organiczno-mineralnymi facji pozakorytowej.

Analizując morfologię misy starorzecza nr 4 oraz jego układ w planie, można przypuszczać, że mogło być ono zarówno korytem rzeki meandrującej, jak i jednym z ramion holocenijskiego układu wielokorytowego.

WNIOSKI

Wykonana dokumentacja morfologii paleokoryt, analiza śladów koryt na powierzchni dna doliny oraz poziomu niskiego w dolinie Warty w Uniejowie, a także analiza wypełnień starorzeczy pozwalają na sformułowanie kilku wniosków dotyczących zmian procesów fluwialnych oraz jeziorno-torfowiskowych w holocenie:

- obserwowane starorzecza powstały w holocenie w wyniku rozwoju układu wielokorytowego lub są fragmentami koryt z okresu młodszego dryasu i zostały w holocenie ponownie włączone do sieci rzecznej;

- wypełnienia starorzeczy wykazują znaczne zróżnicowanie, ponieważ powstawały w wyniku

funkcjonujących synchronicznie w obrębie dna doliny warunków limnicznych, telmatyczno-terrestycznych oraz fluwialnych;

- potwierdzona została teza o agradacji dna doliny Warty w neoholocenie i jej przyspieszone tempo w czasie ostatnich 1300 lat, kiedy obszar doliny podlegał presji gospodarczej i osadniczej;

- prace hydrotechniczne i obwałowanie koryta Warty w początku XX w. doprowadziły do ostatecznego ukształtowania jednokorytowej rzeki, uniemożliwiły jej swobodny rozwój układu wielokorytowego oraz pozostawiły część dna doliny ze świeżymi starorzeczami poza obszarem bezpośredniego oddziaływania rzeki.

LITERATURA

- Białczak A., 2012 – Zróżnicowanie morfologiczne starorzeczy w dolinie Warty w okolicach Uniejowa. Maszynopis pracy magisterskiej. Archiwum Katedry Geomorfologii i Paleogeografii UŁ: 93 ss.
- Breymeier A., 1999 – Ekosystemy. Jeziora. W: L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 493-527.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Forysiak J., 2012 – Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 99: 164 ss.
- Forysiak J., Kamiński J., 2011 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Uniejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 34 ss.
- Frankiewicz J.K., 1980 – Własności torfu. W: A. Bolewski (red.) Surowce mineralne świata – torf. Wyd. Geol., Warszawa: 24-45.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986 – Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa: 628 ss.
- Ilnicki P., 2002 – Torfowiska i torf. Wyd. AR, Poznań: 606 ss.
- Klatkova H., Załoba M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. UAM, Poznań: 33-44.
- Kociszewska-Musiał G., 1988 – Surowce mineralne czwartorzędu. Wyd. Geol., Warszawa.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1995 – Fluvial processes in Geomorphology. Dover Publ., New York: 531 ss.
- Mikulski J.S., 1974 – Biologia wód śródlądowych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGSU UW, Warszawa: 12-45.
- Myślińska E., 1998 – Laboratoryjne badania gruntów. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 181 ss.
- Myślińska E., 2001 – Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 208 ss.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001 – Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wyd. Uniw. Śl., Katowice: 146 ss.
- Teisseyre A.K., 1991 – Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral.*, 22: 210 ss.
- Tobolski K., 2000 – Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*. PWN, Warszawa: 508 ss.
- Tobolski K., Miotk-Szpiganowicz G., Zachowicz J. (red.), 2005 – Osady zbiorników akumulacji biogenicznej. *PIG*, Gdańsk: 83 ss.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Wójcicki J.K., 2008 – Osady biogeniczne w ujęciu facjalnym (przykłady z doliny Kłodnicy). W: A. Kostrzewski (red.), Streszczenia V Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 141-142.

DIVERSITY OF THE INFILLINGS OF HOLOCENE OXBOW LAKES OF THE WARTA RIVER IN UNIEJÓW

SUMMARY

Abstract. The study covered four oxbow lakes (palaeochannels) of the Warta River in Uniejów, located within the valley floor. Detailed mapping of the volume and thickness of the sediments was performed. Physical and chemical parameters (grain size, content of mineral substances, content of calcium carbonate, reaction) of the sediments deposited in the palaeochannels were also determined. The study objects were previously selected from among numerous fragments of former channels of the Warta River. The sediments contained biogenic (organic silts, peats, and gyttjas) and mineral deposits (silts and sands). They were dominated by overbank formations with inserts of channel sands. The geomorphological situation permits the recognition of the oxbow lakes as the remains of Holocene river channels. This was confirmed by datings of deposits at two sites. The morphometric parameters of the palaeochannels studied permit correlating their origin with a meandering and anastomosing river.

Key words: Uniejów Basin, Warta River valley, palaeochannel, overbank deposits, biogenic deposits

The study area is located an extensive alluvial plain called the Uniejów Basin (Klatkowska, Załoba 1991). The oxbow lakes studied are located within the Warta River valley floor, in this region located at almost the same latitude as the level of the low terrace. Together they form a common morphological horizon (Forysiak, Kamiński 2011). It is diversified by numerous cut-off river channels.

Based on cartographic materials and aerial photographs, an inventory of the cut-off channels was carried out. Preliminary corings (70) of organic sediments constituting the deposits of several oxbow lakes were then performed. Four of them were selected as a subject of further detailed analyses.

The objects selected are distinguished by differing morphological and lithological features of their deposits. Oxbow lake No. 1 is entirely filled with sediments (up to the surface of the flood plain). A straight-line section (with the lowest total tortuosity) of approximately 55 m, with a width from approximately 6 m to 12 m was studied in detail. The highest recorded thickness of sediments amounts to 2.5 m. The contribution of organic matter in the sediments varies from 0.6 % to 33.6 %, and CaCO_3 content in the sediments from 0 % to 4.36 %. Sedge peat from a depth of 2.31–2.36 m was dated for 1440 ± 60 years BP. Oxbow lake No. 2 is also filled with overbank deposits, but in contrast to the previous one, it is clearly visible in the land relief as a crescent-shaped depression in the surface of the Warta River flood terrace. The total tortuosity of the channel is 1.34. The entire

oxbow lake with a length of 215 m and width from 7 to 20 m was subject to corings. The highest recorded thickness of sediments amounts to 1.69 m. The contribution of organic matter in the sediments varies from 0.5 % to 32.7 %. Content of CaCO_3 in the sediments has values from 0 % to 0.52 %. Sandy peat deposited at a depth of 0.88–1.05 m was dated for 4140 ± 80 years BP. Oxbow lake No. 3 is partially filled with sediments. It is visible in the land relief as a quite deep depression in the surface of the flood plain. A straight-line section with a length of 56 m and width from 4 to 11 m was analysed in detail. The highest recorded thickness of sediments amounts to 1.1 m. The contribution of organic matter varies from 1.2 % to 26.3 %. Content of CaCO_3 ranges from 0 % to 2.6 %. Oxbow lake No. 4 is partially filled with water, and is clearly visible in the land relief in the form of a crescent-shaped depression in the surface of the Warta River flood plain. The total tortuosity of the channel is 1.27. The oxbow lake has a length of approximately 360 m and width from 10 m to 32 m. The lowest recorded thickness of sediments filling the channel is 1.5 m. The contribution of organic matter in the sediments varies from 1 % to 12.5 %. Content of CaCO_3 in the sediments ranges from 0 % to 4.16 %.

The relation of the width of individual channels to their depth has values typical of meandering and anastomosing rivers. Sediments filling the oxbow lakes show high differentiation of the content of organic matter, low but also varied content of calcium carbonate, and

inserts of sandy sediments, suggesting their periodical inclusion to the system of fluvial water runoff system of the Warta River.

The study carried out permitted the presentation of the differentiation of oxbow lake sediments visible in the valley floor image, and the reconstruction of changes in fluvial processes in the Neo-Holocene. The determination of the age of the channels studied and the time of their functioning is not possible at this stage of the study. Oxbow lake No. 2 was probably cut off at the beginning of the Subboreal. It constituted a fragment of a meandering channel, but

its parameters suggest that it may be one of several channels of a multi-channel system. The remaining channels were recognised as young oxbow lakes, including modern water bodies. The thickest sediments of oxbow lake No. 1 are relatively young, and developed within the last 1500 years. The sandy inserts suggest several events of using the channel by an anastomosing river. The final exclusion of the channels from the fluvial system occurred as a result of the construction of the embankment along the main channel of the Warta River at the beginning of the 20th century.

Danuta Dzieduszyńska*, Piotr Kittel*,
Joanna Petera-Zganiacz*, Juliusz Twardy*

PALEOGEOGRAFICZNE ELEMENTY ROZWOJU DOLINY WARTY W KOTLINIE KOLSKIEJ W ŚWIELE BADAŃ W STANOWISKU „KOŹMIN LAS”

ZARYS TREŚCI

Przedstawiono stan badań w stanowisku „Koźmin Las”, mających na celu rekonstrukcję paleogeograficzną doliny Warty pod koniec allerołu i w młodszym dryasie. Badania skoncentrowano na pozostałościach subfosylnego lasu, przetrwałego w postaci karp w pozycji *in situ*, powalonych pni i innych części drzew, zachowanych w otoczeniu osadów organicznych. Przeanalizowano oraz zinterpretowano sytuację geologiczną, morfologiczną oraz wstępne wyniki analiz paleoekologicznych. Do rekonstrukcji wykorzystano dane z badań dendrologicznych, dotyczących składu gatunkowego drzew oraz ich cech morfologicznych, jako źródła informacji o warunkach funkcjonowania i zaniku nadrzecznego lasu. Uznano, że zmiany środowiskowe w dolinie Warty odzwierciedlają dynamikę globalnych zmian klimatycznych schyłku wistulianu.

Słowa kluczowe: subfosylny las, dendrologia, dolina rzeczna, naturalne globalne zmiany klimatu, młodszy dryas, Polska Środkowa

POŁOŻENIE STANOWISKA

Stanowisko „Koźmin Las” ($\varphi = 52^{\circ}04'52''N$; $\lambda = 18^{\circ}40'03''E$) położone jest w gminie Brudzew, w województwie wielkopolskim. Według podziału Polski na jednostki geomorfologiczne Gilewskiej (1986) obszar badań mieści się w obrębie Kotliny Kolskiej. Jednostka ta włączona została przez Turkowską (2006) w granice tzw. regionu łódzkiego. Najistotniejszym elementem geomorfologicznym Kotliny Kolskiej jest dolina Warty, zmieniająca w okolicach Koła bieg z południkowego na równoleżnikowy, oraz dolny odcinek doliny Neru. Jest to również obszar, w którym dolina Warty łączy się z pradoliną warszawsko-berlińską. Koźmin znajduje się poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia, który wyznaczany jest około 20 km na

północ od stanowiska (Stankowska, Stankowski 1988), w strefie zlodowaceń kompleksu środkowopolskiego (Lindner, Marks 2012).

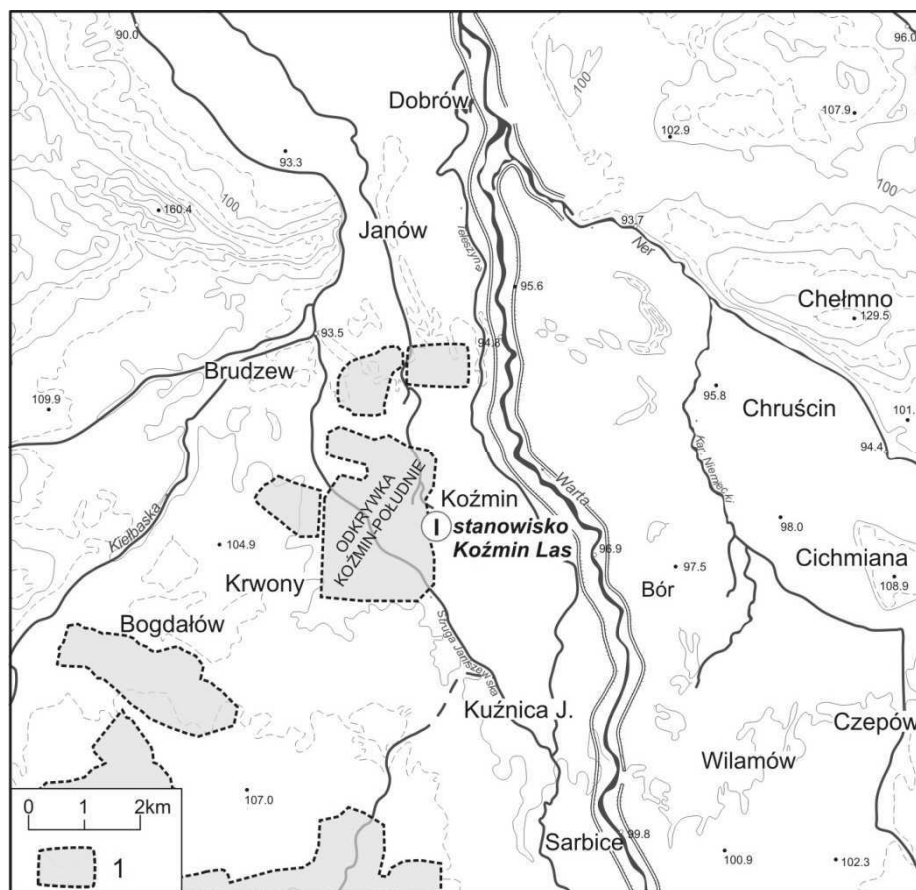
W obrębie Kotliny Kolskiej dolina Warty znacznie się rozszerza, a w morfologii doliny zaznacza się terasa wyższa ukształtowana w górnym plenivistulianie, widoczna tylko w południowej części Kotliny oraz rozległa terasa niska, która porożcinana jest licznymi korytami funkcjonującego w przeszłości systemu wielokorytowego (Turkowska i in. 2000; Forysiak 2005). Stanowisko „Koźmin Las” leży w obrębie terasy niskiej, na wysokości około 97,5 m n.p.m. (rys. 1). Dno doliny znajduje się około 1 metra poniżej poziomu wspomnianej terasy.

HISTORIA I CEL BADAŃ

Głównym obiektem zainteresowań badawczych w stanowisku „Koźmin Las” są szczątki lasu przetrwałego w postaci karp w pozycji *in situ*, powalonych pni oraz innych części drzew (fot. 1). Teren badań znajduje się w granicach obszaru górniczego (obszar objęty koncesją) Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów”. Przez prawie 20

lat prowadzone były badania w odkrywce Koźmin, podczas których znajdowano niejednokrotnie pnie drzew pogrzebane w osadach, aż natrafiono na widoczną w ścianie odkrywki karpę *in situ*. Ściana ta znajdowała się około 50 m na zachód od stanowiska „Koźmin Las”, gdzie dzięki uprzejmości i daleko posuniętej pomocy

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź.



Rys. 1. Lokalizacja stanowiska „Kozmin Las”
Location of the „Kozmin Las site”



Fot. 1. Horyzont kopalnych pni. Na fotografii widoczne są karpy drzew w pozycji *in situ* oraz powalone pnie
(fot. Joanna Petera-Zganiacz, 2011)

Horizon of subfossil trunks. The photo shows stumps *in situ* and collapsed trunks

Dyrekcji kopalni wykonany został wykop, w którym podjęto przedstawiane badania (rys. 1). Badania terenowe subfossylnego lasu dawały szansę na pogłębienie wiedzy o historii roślinności w dobie późnego glacjału, wypracowanej dotychczas przede wszystkim na podstawie analiz paleobiologicznych i, tym samym przyczynić się do rozwoju paleogeografii tego okresu.

Celem badań pilotażowych było potwierdzenie hipotezy o funkcjonowaniu formacji leśnej w dolinie Warty. Cel ten osiągnięto wkrótce po otworzeniu wykopu, gdzie na pierwszej powierzchni wyróżnienia ukazały się pnie drzew transportowanych przez wody Warty, ale także bardzo dobrze zachowane powalone pnie i ich karpy wraz z systemami korzeniowymi, tkwiące *in situ* w osadach. Wyniki badań pilotażowych uzasadniały zwrócenie się do Narodowego Centrum Nauki z wnioskiem o finansowanie projektu badawczego. Wyznaczono wówczas dwa podstawowe cele:

- określenie warunków panujących podczas rozwoju i funkcjonowania lasu w dolinie

Warty ze szczególnym uwzględnieniem paleoklimatu, stosunków paleohydrologicznych w dolinie oraz paleoekologii lasu (jego struktury gatunkowej, wiekowej, przestrzennej, itp.). Dla osiągnięcia tego celu wytypowano obszerny wachlarz metod badawczych, które pokrótce przedstawiono w dalszej części pracy,

- określenie przyczyn, warunków i tempa w jakim nastąpiła destrukcja badanego lasu. Istotne jest tu stwierdzenie dynamiki zmian prowadzących do zaniku lasu w dolinie Warty, albowiem pozwala to włączyć się w ważną dyskusję nad charakterem zjawisk i procesów (sekularne czy ekstremalne?), a w konsekwencji zmian środowiskowych, charakterystycznych dla późnego vistulianu.

Nadrzędnym, dalekosiężnym celem badań jest wykazanie specyfiki środowiska naturalnego doby późnego vistulianu na staroglacjalnym obszarze Polski środkowej, na podstawie szczegółowo zrekonstruowanych zdarzeń w geosystemie doliny rzecznej.

DOTYCHCZASOWY STAN WIEDZY O ROZWOJU DOLINY WARTY

Badania prowadzone w odkrywce Kozmin koncentrowały się przede wszystkim na rozwoju paleogeograficznym doliny Warty od schyłku zlodowaceń środkowopolskich po holocen (Dzieduszyńska, Kittel 2012; Petera-Zganiacz, Forysiak 2012). W schyłku stadiału warty rzeka rozcinała złożone wcześniej osady obniżając dno doliny do poziomu około 81 m n.p.m. W odkrywce nie natrafiono na osady eemskie, udokumentowano je jedynie w stanowisku Bór (rys. 1), położonym po przeciwnej stronie Warty (Petera-Zganiacz i in. 2010). Osady vistuliańskie w Kozminie mają miąższość miejscami przekraczającą 15 metrów. Reprezentowane są przez kilka serii osadów fluwialnych zarówno facji korytowej jak i pozakorytowej, poprzedzielanych osadami organicznymi o niewielkiej miąższości (Petera 2002).

Najniższa seria osadów rzecznych facji pozakorytowej ze znacznym udziałem materii organicznej wiązana jest z okresem wczesnego vistulianu, powyżej zalegają piaski rzeczne dolnego plenivistulianu, które przykrywa warstwa mułów organicznych, miejscami dwudzielna (rozdzielona osadami mineralnymi). Wyniki datowań metodą ^{14}C mułów organicznych z różnych części odkrywki mieszczą się w granicach między 23 a 36 tys. lat BP (Forysiak i in. 1999;

Petera 2002; Forysiak 2005). Dość szeroki zakres uzyskanych wyników potwierdza tezę o niesynchroniczności powstawania serii organicznych w dolinie rzeki o tendencjach agraacyjnych (Ran, Van Huissteden 1990; Kasse 1998). Muły organiczne przykryte są osadami piaszczystymi, których cechy w znacznym stopniu zostały wykształcone pod wpływem procesów eolicznych, o czym świadczy najwyższy w całym profilu osadów vistuliańskich, odsetek ziaren eolizowanych. Seria ta przykryta jest niewielkiej miąższości osadem organicznym (torfem), który wydatowany został metodą ^{14}C na około 18,5 tys. lat BP – wiek konwencjonalny (Petera 2002; Petera, Forysiak 2003). Przed depozycją kolejnej serii miała miejsce erozja, na skutek której zniszczona została w znacznym stopniu wspomniana seria organiczna oraz osady niżejległe/starsze. W rozcięciach erozyjnych złożone zostały piaski facji korytowej ze znaczną zawartością ziaren eolizowanych, pozbawione makroskopowych części organicznych. Zasadnicza część tej serii akumulowana była w górnym plenivistulianie, akumulacja zakończyła się już w późnym vistulianie.

Kolejna seria reprezentowana jest przez torfy i muły organiczne, dla których, w różnych częściach odkrywki, uzyskano wyniki datowań

w granicach $11\,850 \pm 80$ ^{14}C BP (2 δ cal.: 13 874–13 454 BP) oraz $10\,200 \pm 430$ ^{14}C BP (2 δ cal.: 12 941–10 660 cal BP) (Petera 2002; Dzieduszyńska i in. 2011). W dwóch stanowiskach położonych w odkrywcze Koźmin, osady te zostały poddane analizie pyłkowej, której wyniki pozostają generalnie w zgodzie z wynikami datowań (Forysiak i in. 1999; Turkowska i in. 2000). W osadach tych nagromadzone są szczątki drzew, będące obecnie przedmiotem zainteresowań. Seria organiczna traci ciągłość w miejscach, gdzie została rozcięta

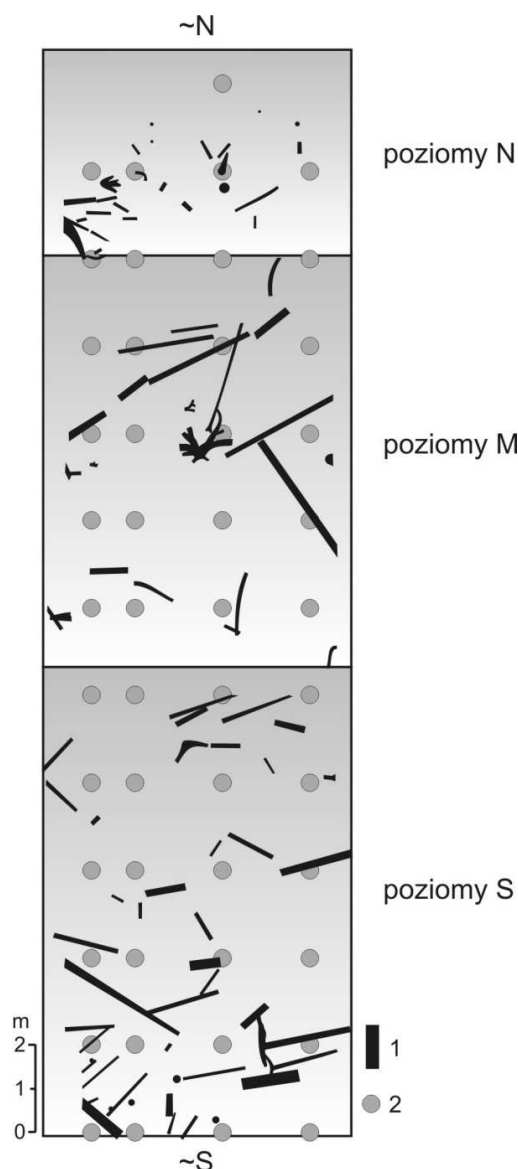
elementarnymi korytami systemu wielokorytowego Warty, wykształconego w trzech generacjach (Forysiak 2005). Starsze rozcięcia wypełnione są piaskami facji korytowej lub osadami organicznymi, w tym torfami. W obszarach międzykorytowych, seria organiczna przykryta jest, dochodzącymi do powierzchni terenu, piaskami i piaskami z mułkami facji pozakorytowej, które dotychczas interpretowano jako osady młodszego dryasu. Koryta najmłodszej generacji nie posiadają wypełnienia.

METODY BADAŃ

Późną wiosną 2010 r. przystąpiono do szczegółowych badań terenowych subfossylnego lasu w Koźminie. Za pomocą koparki, uprzejmie udostępnionej przez KWB „Adamów”, otworzono wykop sondażowy o rozmiarach około 5 x 10 m. Przygotowywanie wykopu z użyciem ciężkiego sprzętu wstrzymano w chwili gdy na pierwszej powierzchni wyróżnienia ukazały się zarysy pogrążonych w osadach pni drzew. Od tej chwili wykorzystywano wyłącznie pracę ręczną i na przygotowywanych „podłogach” wykopu dokumentowano wszelkie makroszczątki roślinne (pnie drzew, karpy, korę, korzenie, gałęzie, szyszki, i inne makroszczątki, zwane dalej obiektami). Latem 2011 roku wykop poszerzono w kierunku południowym do rozmiarów około 6 x 20 m. Dzięki pomocy geodetów z Kopalni, w pobliżu wykopu wyznaczono punkt nawiązania do państwowej osnowy geodezyjnej. Od momentu rozszerzenia wykopu pracowano ściśle w myśl metody stosowanej przez archeologów podczas prac wykopaliskowych, które to podejście stosowano już wcześniej w łódzkim ośrodku geomorfologicznym w badaniach pod kierunkiem Jana Dylika (Dylik 1967). Wykop podzielono na mniejsze sektory, na których wyznaczano kolejne horyzontalne powierzchnie wyróżnienia, zwane dalej dla uproszczenia poziomami. Po udokumentowaniu danego poziomu i zabezpieczeniu prób drewna, za pomocą ręcznych narzędzi ostrożnie usuwano kilku-, kilkunastocentymetrowej miąższości warstwę osadu okrywającego pnie powalonych drzew. W części „S” wyznaczono siedem takich poziomów, w części „M” cztery, a części „N” jeden poziom (rys. 2). Przechodzeniu do kolejnych, coraz głębiej położonych poziomów, towarzyszyło sukcesywne

czyszczenie i dokumentowanie pionowych ścian wykopu, tak aby śledzić zmienność osadów w ich naturalnym, stratygraficznym porządku. Sporządzano trojaki rodzaj dokumentacji poziomów i ścian wykopu: 1) tradycyjny rysunek (plan) poziomu w rzucie ortogonalnym z oznaczonymi na nim poszczególnymi obiektami, 2) dokumentację fotograficzną całych poziomów i ścian wykopu, jak i szczegółowe fotografie każdego obiektu, 3) dokumentację pomiarową położenia obiektów, sporządzaną za pomocą laserowego tachymetru autoredukcyjnego TOPCON. Towarzyszył temu opis obiektów od strony ich cech jakościowych, wzbogacony pomiarami ich geometrycznych parametrów. W ten sposób udokumentowano ponad 300 obiektów.

Z odsłaniających się na poszczególnych poziomach obiektów, zazwyczaj jeszcze tego samego dnia, pobierano po 3 próbki drewna w postaci krążków, wycinanych prostopadle do osi pni. Próbkę tę szczelnie pakowano i zamrażano w bazie terenowej w Koźminie (udostępnionej przez władze gminy Brudzew), a następnie kierowano do dalszych analiz do Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, do Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale (M. Krąpiec) i na Wydział Leśny SGGW w Warszawie (M. Zasada i Sz. Bijak). Oprócz tego ze ścian wkopu pobrano do metalowych rynienek rdzenie o nienaruszonej strukturze z osadów organogenicznych, w których tkwiły pnie i karpy. Rdzenie te podzielono pomiędzy specjalistów wykonujących analizy paleoekologiczne. Zebrano również materiał do analiz litologicznych osadów widocznych w ścianach wkopu, a także do ich datowań metodami radiometrycznymi i OSL.



Rys. 2. Plany poziomów w odkrywce testowej w 2011 roku oraz układ szczątków drzew udokumentowanych na poziomach 4S, 4M i N

1 – szczątki drzew; 2 – znaki pomiarowe

Sketches of the levels in the open test pit in 2011 as well as the distribution of tree remnants in levels 4S, 4M and N

1 – trees remnants; 2 – measurements marks

NIEKTÓRE WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA

W ścianach wykopu odsłonięte zostały osady budujące terasę niską (fot. 2, rys. 3). Można je podzielić na trzy podstawowe ogniwa (por. Dzie duszyńska, Petera-Zganiacz 2012):

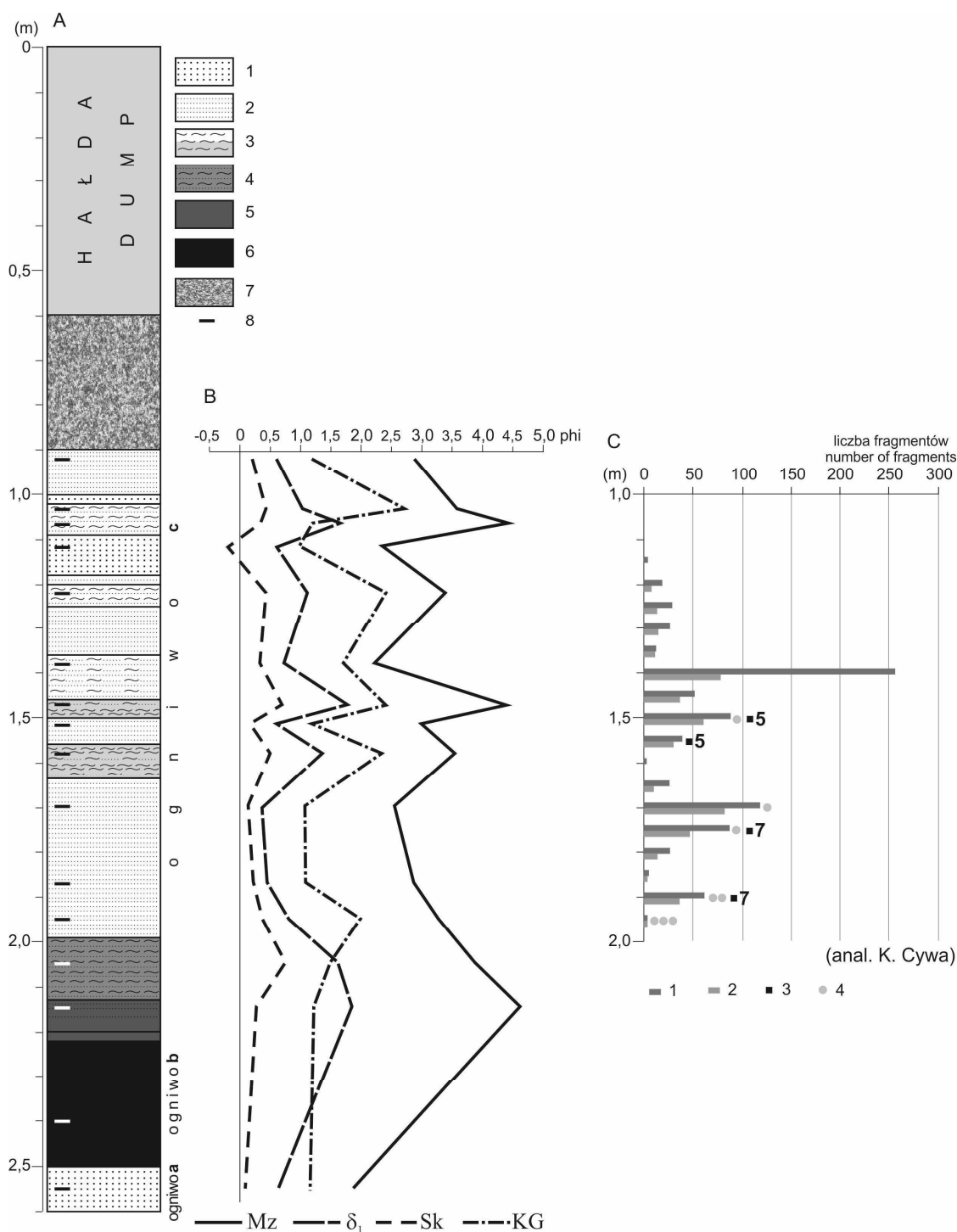
- ogniwo dolne, zbudowane z mineralnych piasków średnioziarnistych, reprezentujących górnoplenivistuliańskie i częściowo także późnovistuliańskie aluwia Warty (oznaczenie „a” na fot. 2),

- ogniwo środkowe, które tworzy seria organiczna i organiczno-mineralna z makroskopowymi szczątkami roślin stanowiącymi pozostałości kopalnego lasu ze schyłku allerödu i początków młodszego dryasu (oznaczenie „b” na fot. 2),

- ogniwo górne, reprezentowane przez przeważnie mineralne, miejscami z pojedynczymi, niewielkimi węglami drzewnymi, warstwowane piaski i mułki rzeczne, interpretowane jako młodszodryasowe aluwia facji pozakorytovej (oznaczenie „c” na fot. 2).

Osady ogniwa dolnego

Ogniwo dolne („a”) obrazuje strop serii, której osady śledzono i analizowano wcześniej w ścianach odkrywki „Koźmin” KWB Adamów (Petera 2002), wielokrotnie przesuwanych wraz z eksploatacją złoża. Stwierdzono ich wielometrową miąższość (do 10 m), znaczne zróżnicowanie uziarnienia i struktury sedymentacyjne

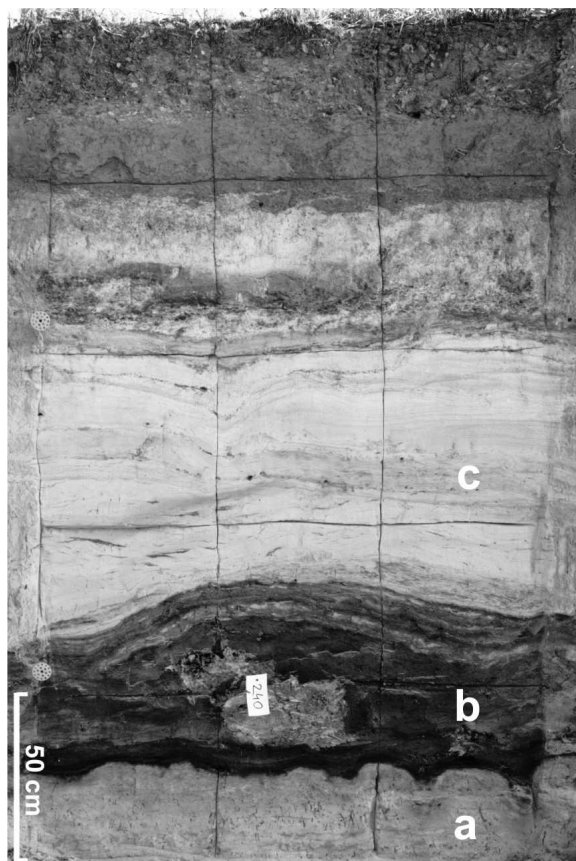


Rys. 3. Litologia osadów w wykopie i wyniki analiz antrakologicznych

A – litologia: 1 – piaski średnioziarniste, 2 – piaski drobnoziarniste, 3 – mułki mineralne, 4 – piaski, mułki mineralne, mułki organiczne, 5 – muł organiczny, szary, 6 – muł organiczny, czarny, 7 – gleba, 8 – miejsca poboru próbek; B – współczynniki Fólka i Warda: Mz – średnia średnica ziaren, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk – skośność, KG – kurtoza; C – analiza antrakologiczna: 1 – miał węglowy, wartość względna, 2 – miał węglowy, wartość bezwzględna, 3 – fragmenty węgla (>0,1 cm), 4 – drobne korzenie (niespalone)

Lithology of the deposits and results of anthracological analysis

A – lithology: 1 – medium-grained sand, 2 – fine-grained sand, 3 – mineral silt, 4 – sand, mineral silt, organic silt, 5 – grey organic-rich silt, 6 – black organic-rich silt, 7 – soil, 8 – sampling location; B – Folk and Ward coefficients: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk – skewness, KG – kurtosis; C – anthracological analysis: 1 – coal-dust, relative value, 2 – coal-dust, absolute value, 3 – fragments of the coal (>0.1 cm), 4 – fine roots (not burned)



Fot. 2. Osady organiczne ze szczątkami drzew (b), podścielające piaski korytowe (a) oraz przykrywające je osady facji pozakorytovej (c)
(fot. Joanna Petera-Zganiacz, 2011)

The organic unit with tree remnants (b) underlain with the channel sands (a) and covered by the overbank facies (c)

pozwalające wiązać te osady ze środowiskiem plenivistuliańskiej rzeki roztokowej. Osady ogniwa dolnego są najbardziej gruboziarniste w całym profilu ($Mz = 1,7 \phi$), umiarkowanie dobrze wysortowane, a rozkład ich uziarnienia jest bliski symetryczności. Kontakt osadów ogniwa dolnego z serią organiczną („b”) jest ostry, w makroskali (to znaczy w skali kilkusetmetrowej długości ścian odkrywek kopalni) wyrównany. Lokalnym urozmaicheniem strefy kontaktu z wyżej zalegającymi osadami organicznymi są deformacje (Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007), przeważnie postaci kropłowej, w tym także deformacje typu *flat-bottomed*. Rozwój tego typu deformacji wymaga silnego przesycenia wodą materiału podścielającego (aluwiów piaszczystych), co może wskazywać na warunki panujące w strefie czynnej zmarzliny (Vandenberghe 1988; Kasse 1999; Swanson i in. 1999).

Osady ogniwa środkowego

Organiczne osady ogniwa środkowego („b”) osiągają od 0,2 do 0,5 m miąższości. Miąższość osadów zmieniała się w stosunkowo niewielkim zakresie także w skali badanego wykopu. Seria była najbardziej miększa w sektorze „S” (rys. 2), szczególnie w jego części południowo-zachodniej. Przez północną część tego sektora przebiegała skośnie niewysoka (rzędu 0,2–0,25 m) elewacja osadów ogniwa dolnego. Przebieg jej był zbliżony do kierunku SE–NW i w ten sposób zgodny z zasadniczym kierunkiem odwodnienia dna Kotliny Kolskiej. Najmniejsze miąższości serii organicznej występowały w sektorze „N”. Należy podkreślić, że osady ogniwa środkowego cechują się znaczną rozciągłością lateralną – obserwowano je wielokrotnie wraz z postępem eksploatacji węgla. Obecnie można oszacować, że zajmowały one powierzchnię co najmniej kilkunastu (18) km^2 w centralnej i centralno-zachodniej części Kotliny (Andrzejak 2012).

Osady ogniwa „b” są reprezentowane przez muły organiczne o strukturze masywnej, warstwowane i laminowane muły organiczne czarne i szare (rys. 3) z domieszkami piasków bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych oraz lokalnie przez płyty torfów. Średnie średnice ziaren zawierają się w przedziale 2,8–4,6 ϕ , wysortowanie jest słabe i bardzo słabe (1,1–1,8), a skośności rozkładu uziarnienia zawsze dodatnie (do + 0,7). Zawartość materii organicznej w osadach ogniwa środkowego szybko wzrasta poczynając od 16,2 % w spągu do 36,6 % na głębokości 2,38 m p.p.t., a następnie skokowo zmniejsza się do 3,6 % w stropie serii. Podrzedne maksimum koncentracji materii organicznej zaznacza się na głębokości 2,14 m p.p.t. i wynosi 8,8 %. Odczyn osadów opisywanego ogniwa wzrasta od 6,6 pH w spągu do 6,8–6,9 pH na głębokościach 2,38 i 2,3 m p.p.t., po czym maleje do 6,3 pH w stropie. Większość osadów serii organicznej jest bezwęglanowa, niemniej na głębokości 2,38 m p.p.t. koncentracja CaCO_3 osiąga wartość 1,45 %, co można by wiązać z obecnością silnie rozdrobnionych skorupek mięczaków.

W osadach ogniwa środkowego tkwi przeważająca część makroszczątków organicznych, tworzących świadectwo funkcjonowania formacji leśnej na dnie doliny Warty na przełomie allerödu i młodszego dryasu. Wśród makroszczątków makroskopowo można było wyróżnić: obalone w całości drzewa (wraz ze znacznymi częściami systemu korzeniowego i gałęziami), obalone pnie drzew zarówno z zachowanymi jak

i obłamanymi gałęziami, karpy drzew z zachowanymi systemami korzeniowymi w pozycji *in situ* (por. fot. 1), karpy drzew ze zredukowanym systemem korzeniowym wyruszone z pierwotnego położenia, odosobnione gałęzie lub ich nagromadzenia, odosobnione korzenie i ich lokalne nagromadzenia, płaty kory, szyszki, kępy silnie sprasowanych mchów oraz duże ilości rozdrobnionego detrytus roślinnego. Drzewa osiągały długość do około 4 m przy stosunkowo niedużych średnicach pni (do ok. 20 cm). Największe obiekty odkryto podczas eksploracji południowej części poziomu „S” oraz podczas przygotowywania wykopu do konferencji w roku 2012 i pobierania drewna do zabiegów konserwacyjnych. Rozmiarów najdłuższego pnia nie dało się ustalić ponieważ oba jego końce niknęły w ścianach wykopu; pień osiągał długość co najmniej 5,4 m, a jego średnica wynosiła 28 cm. Ze wstępnych badań dendrologicznych (M. Krąpiec) wynika, że skład gatunkowy lasu był bardzo mało zróżnicowany – na 100 przebadanych osobników 98 stanowiły sosny, 1 brzoza i 1 niezidentyfikowane bliżej drzewo liściaste. Las tworzyły drzewa stosunkowo młode (30–70 lat), jedynie kilka procent drzew osiągnęło wiek rzędu 100–125 lat. Datowania względne najbardziej zbieżnych sekwencji przyrostów rocznych drzew pozwoliły na zestawienie krzywej średniej liczącej ponad 100 lat (Kittel i in. 2012). Las cechował się stosunkowo znaczną zwartością – drzewa rosły w odległościach około 2 m od siebie.

Większość kierunków długich osi pni wykazuje w przybliżeniu równoleżnikowy układ. Przeważająca liczba drzew została powalona w kierunku wschodnim, względnie z odchyleniem ku północnemu wschodowi. W SW części poziomu „S” można dostrzec równoległy układ kilku młodych drzew obalonych ku NE (fot. 3). Może to wskazywać na udział silnych wiatrów z szeroko rozumianego sektora zachodniego, jako jednych z bezpośrednich impulsów destrukcji drzew. Z rekonstrukcji cyrkulacji atmosferycznej w późnym glacie (Nowaczyk 1986) oraz z badań pobliskich wydym (Krajewski 1977) wynika, że przeważały wówczas wiatry oddziałujące z sektora zachodniego. W młodszym dryasie, w porównaniu do pozostałych okresów późnego wistulianu i starszego holocenu, średnie prędkości wiatrów były podobne lub wyższe, a prędkości wiatrów w porywach były największe (do $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). W chwili obecnej można powiedzieć, że skupiska powalonych drzew mają zarówno charakter wiatrowału (stwierdzono



Fot. 3. Odsłonięte pnie trzech młodych sosen powalone w kierunku północno-wschodnim (fot. Joanna Petera-Zganiacz, 2011)

Pine trunks lying towards north-east

wykroty drzew), jaki i wiatrołomu. Analizy dendrologiczne świadczą, że powalanie drzew nie było jednorazowym aktem lecz następowało sukcesywnie w ciągu kilku dziesięcioleci. Szereg odkrytych w wykopie drzew nosiło korę, co wskazuje, że padały drzewa jeszcze żywe lub obumarłe na krótko przed powaleniem. Wiele drzew wykształciło drewno reakcyjne, co świadczy o ich wyruszeniu ze stanu równowagi jeszcze przed ostatecznym powaleniem. Przyczyną tego mogło być zachwianie stateczności podłoża na którym wyrosły drzewa. Ponieważ późnovistulianśki las porastał powierzchnię zasadniczo równą i poziomą, można zatem wnosić, że znaczną rolę mogły tu odegrać procesy zachodzące w strefie czynnej permafrostu lub procesy związane z krótkotrwałym, lecz intensywnym rozmarzaniem głęboko przemarzających sezonowo gruntów.

Bazując na gęsto opróbowanych osadach serii organicznej („b”) wykonano szereg analiz paleoekologicznych – powtórzono analizę palinologiczną (K. Korzeń), przeprowadzono analizę makroszczątków organicznych (R. Stacho-

wicz-Rybka) oraz analizę wioślarek (D. Pawłowski). W toku są analizy kopalnych muchówek (M. Płóciennik), okrzemek (M. Lutyńska) i ameb skorupkowych (M. Lamentowicz). W diagramach dominuje pyłek sosny przy niewielkim udziale brzozy i niewielkim udziale roślin zielnych. W części spągowej oznaczono sporomorfy widliczki, co wskazuje na późnoglacialny wiek badanej sukcesji. W części stropowej występowały sporomorfy roślinności wodnej, zatem nowy diagram odbiega nieco od wypracowanego wcześniej schematu ewolucji roślinności schyłkowovistulianskiej. Świadczy to o generalnie dużej roli warunków lokalnych i zmianie warunków siedliskowych jaka dokonała się na dnie doliny Warty. W związku z pojawieniem się zbiorników wodnych, siedlisko stało się niekorzystne dla funkcjonowania drzewostanu sosnowego (Dzieduszyńska i in. 2012).

Analiza makroszczątków roślinnych wykazała, że seria osadów organicznych jest trójdzielna, przy czym tylko część środkowa obfituje w przedmiotowy materiał. Na głębokości między 2,4 a 2,16 m p.p.t. występują wyjątkowo liczne szczątki makroskopowe brzozy i sosny. Od głębokości 2,36 m notowane są bardzo liczne owocki *Carex nigra* = *C. fusca* (turzycy pospolitej) żyjącej głównie w miejscach podmokłych, na brzegach zbiorników, w strefie szuwaru, jako składnik torfowisk niskich. Skład makroszczątków wskazuje na istnienie w tym czasie mokradła o niskim, ale stale utrzymującym się poziomie wody. W najwyższym poziomie szczątki roślin są mniej liczne i najprawdopodobniej zostały redeponowane.

W serii organicznej określony został skład gatunkowy wioślarek oraz frekwencja ich osobników. Najliczniejsze były gatunki litoralne, należące wyłącznie do rodziny Chydoridae, natomiast obecność gatunków planktonowych, pochodzących z rodziny Bosminidae, była nieznaczna. Na głębokości 2,36 m zarejestrowano zanik wioślarek, który może wskazywać między innymi na przesuszenie zbiornika. Wyniki analizy Cladocera wskazują na płytki charakter zbiornika, typowe gatunki preferujące bytowanie w wodach ciepłych występują tylko w górnej części profilu, ale już w stropie osadów organicznych nastąpił ich zanik, któremu towarzyszył powolny spadek ogólnej ilości osobników i gatunków wioślarek.

Powstaje pytanie, jak przedstawia się porównanie wyników analiz radiometrycznych wieku osadów organicznych i wieku bezwzględno pni drzew odkrytych w osadach ogniwa „b”

na stanowisku „Koźmin Las” oraz w różnych częściach odkrywki „Koźmin” KWB Adamów. Wyniki te zestawiono w tabeli 1, a szerszą dyskusję datowań serii organicznej przeprowadzono w jednej z wcześniejszych publikacji (Peters-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007). Spostrzeżono wówczas, że istnieje związek wyniku analizy ^{14}C , wykonanej na osadach spągu serii organicznej (torf) z rzędnymi, na których te osady zalegają – im niższa rzędna, tym starsze osady organiczne. Informuje to, że akumulacja osadów ogniwa „b” rozpoczęła się w najniższym miejscu płytkiego (1 – 1,5 m), lecz rozległego basenu, którego centrum znajdowało się na zachód od stanowiska „Koźmin Las”. Dane zawarte w tabeli 1 wskazują, że las był synchroniczny lub niemal synchroniczny z osadami organicznymi. Drzewa wyrosły na podłożu generalnie jałowych piasków rzecznych, pokrytych jedynie inicjalną glebą mułowo-torfową (M. Jankowski – inf. ustna).

W stropowej części ogniwa „b” oprócz horyzontalnie warstwowanych mułów organicznych i mineralno-organicznych, okrywających pozostałości lasu, zaznaczały się struktury deformacyjne średniej skali, o amplitudach od kilkunastu do kilkudziesięciu cm (fot. 4). Towarzyszą one zazwyczaj większym pniom drzew lub ich nagromadzeniom. Mają charakter pogrążów, nieregularnych „kieszeni”, a także wąskich bruzd o pionowych ścianach. W części tych struktur doszło do przzerwania warstw i wypełnienia „kieszeni” materiałem warstwowanym, w innych zaś odnotowano jedynie ugięcia warstw bez zerwania ich ciągłości. Stwierdzono, że niektóre z nich tworzą w planie niewielkie układy zamknięte, inne wykazują wyraźne wydłużenie i trudną do określenia ciągłość lateralną. Struktury te interpretowane są jako efekty osiadania osadów ogniwa „b” w sąsiedztwie pojedynczych, sztywnych pni lub ich nagromadzeń. Niektóre ze struktur z osiadania mogły być pogłębione przez erozję (termoerozję?) i mogą stanowić świadectwo mało intensywnych procesów odwodnienia płytkiego rozlewiska, które powstało w miejscu zajmowanym wcześniej przez las. Pewna część struktur, szczególnie takich, które po analizach w trzech prostopadłych intersekcjach okazały się zamkniętymi zagłębieniami o eliptycznych i okrągłych kształtach, stanowi najprawdopodobniej ślady racic zwierząt (Allen 1997; Fornos i in. 2002; Fanelli i in. 2007). Świadczyć o tym może charakterystyczne poddarcie do góry warstw w szczytowych partiach struktur (fot. 5).

Tabela 1

Zestawienie pierwszych wyników datowań pni i osadów serii organicznej (ogniwo „b”)

Results of radiocarbon datings of trees and organic material (unit “b”)

Rodzaj i pozycja stratygraficzna datowanego materiału		Wiek ^{14}C konwencjonalny	Wiek ^{14}C kalibrowany prawdopodob. 95,4%	Numer laboratoryjny
Osady organiczne	węgle drzewne, strop serii organicznej	9 240 ± 80 BP	10 646 – 10 237 BP	LOD 1388
	strop serii organicznej	9 780 ± 110 BP	11 603 – 10 765 BP	MKL 1077
	spąg torfów, rzędna 95,3 m n.p.m.	10 350 ± 90 BP	12 401 – 12 401 BP	LOD 1389
	spąg torfów, rzędna 95,5 m n.p.m.	10 680 ± 90 BP	12 781 – 12 409 BP	LOD 1396
	spąg torfów, rzędna 94,3 m n.p.m.	10 830 ± 170 BP	13 122 – 12 416 BP	LOD 767
	spąg torfów, rzędna 94,5 m n.p.m.	10 870 ± 170 BP	13 149 – 12 432 BP	LOD 699
Pnie drzew (drewno)		10 310 ± 90 BP	12 518 – 11 765 BP	LOD 1402
		10 660 ± 50 BP	12 709 – 12 449 BP	MKL 1070
		10 710 ± 50 BP	12 724 – 12 552 BP	MKL 1071
		10 730 ± 60 BP	12 762 – 12 551 BP	MKL 1072

Kalibrację datowań radiowęglowych wykonano z zastosowaniem programu OxCal 4.1 i krzywej kalibracyjnej IntCal 09 (Bronk Ramsey 2009)



Fot. 4. Struktura deformacyjna w stropie serii organicznej (ogniwa „b”)
(fot. Joanna Petera-Zganiacz, 2011)

Deformation structure in the top of the organic-rich unit (“b”)



Fot. 5. Ślady zwierzęcia zachowane w osadach serii organicznej
(fot. Joanna Petera-Zganiacz, 2011)

Track of an animal within the organic deposits

Kontakt z osadami ogniwa „c” w badanym wykopie jest ostry, niemniej należy podkreślić, że przejście osadów organicznych w nakrywające je piaski i mułki aluwialne w innych miejscach odkrywek KWB „Adamów” miało charakter stopniowy. Wykształciła się tam seria drobnowarstwowych mułów organicznych, przeławianych mułami i piaskami mineralnymi, przy czym zawartość materii organicznej stopniowo zmniejszała się w coraz wyżej leżących warstwach. Gdzie indziej pomiędzy osadami ogniw „b” i „c” zalega 0,5 m warstwa silnie zanieczyszczona utworami mineralnymi gytii.

Osady ogniwa górnego

Osady ogniwa „c” osiągają miąższość od 2 do 3 m. Składają się z kilkunasto- kilkudziesięciocentymetrowych warstw piasków drobnio- i średnioziarnistych z warstwowaniami płaskimi lub ripplemarkowymi, podzielonymi cieńszymi warstwami smugowanych mułów mineralnych (rys. 3). Średnia średnica ziaren zmienia się w zakresie nieco ponad 2 jednostek phi (2,25–4,5), stopień wysortowania piasków jest średni, a mułów słaby; skośności rozkładu uziarnienia są przeważnie dodatnie. W osadach ogniwa „c”,

szczególnie w ich spągowej części, pogrzebane są również pnie drzew, aczkolwiek ich ilość jest znacznie mniejsza niż w organicznych osadach podścielających. Pnie, które tu odkryto są pozbawione kory i gałęzi, ich końce są zaokrąglone, podobnie jak krótkie kikuty gałęzi lub miejsca w których one wyrastały. Pnie bardzo często były z jednej strony zupełnie starte, wręcz wyszlifowane. Świadczy to o transporcie kłód w wodach rzecznych i ich ścieraniu na dnie i brzegach piaskodennych i żwirodennych koryt. Pnie, które były transportowane zalegają przeważnie południkowo, tworząc układ zbieżny z generalnym kierunkiem odwodnienia dna Kotliny Kolskiej u schyłku późnego vistulianu. Jest prawdopodobne, że źródłem pni były pozostałości kopalnego lasu i zostały one stąd inkorporowane do osadów ogniwa „c” w czasie gwałtownych powodzi. Oprócz pni, domieszkę do osadów ogniwa „c” stanowią liczne węgle drzewne, przeważnie rozdrobnione do postaci mąłu węglowego (por. rys. 3). Według autorki analizy antrakologicznej (K. Cywa) węgle drzewne noszą również ślady intensywnego transportu (zaokrąglenie, rozdrobnienie, zailenie).

Osady ogniwa „c” od dawna interpretowano jako aluwia facji pozakorytowej i wiązano z gwałtownymi powodziami następującymi w młodszym dryasie (Turkowska i in. 2000, 2004; Petera 2002; Forysiak 2005). Jeśli przyjąć, że warstwy piaszczyste i wieńczące je cieńsze warstwy mulaste stanowią zapis pojedynczej powodzi, to można powiedzieć, że w dolinie Warty doszło do co najmniej kilku tego rodzaju zdarzeń. Powodzie musiały następować szybko po sobie, albowiem pozostające po nich powierzchnie akumulacyjne nie były przewiewane, ani obejmowane procesami pedogenezy. Morfotwórcze efekty tych zdarzeń, polegające na aggradacji dna dolinnego u schyłku ostatniego glacjału, z czasem stawały się stopniowo coraz mniejsze. Powodzie słabły lub strefa aktywniej przez nie modelowanego dna dolinnego odsunęła się dalej od stanowiska „Koźmin Las”. Nadbudowanie dna dolinnego 0,45 metrowej miąższości warstwą osadów wskutek

jednej powodzi (por. rys. 3 – spąg ogniwa „c”) na późnoglacialnej, peryglacialnej średniej wielkości rzece nizinnej wskazuje, że musiały to być zjawiska bardzo dużej skali. Pamiętać należy, że ówczesne dno doliny Warty cechowało się tu znaczną, kilkukilometrową szerokością. Efekty morfologiczne porównywalnych zjawisk w węższych dolinach rzecznych musiałyby być wielokrotnie większe.

Ostatnim zdarzeniem w rozwoju młodszodryasowej terasy nadzalewowej był rozwój bardziej już stabilnego układu wielokorytowej Warty (Turkowska i in. 2000, 2004; Petera, Forysiak 2002, 2004; Forysiak 2005) z pierwszą generacją, drobnych i mało mobilnych koryt rzecznych. W miejscach, gdzie wykształciły się koryta brak co najmniej utworów ogniwa „b” i „c” – są one tam zastąpione piaskami facji korytowej, a najmłodsza, holocenska generacja koryt nie jest prawie zupełnie wypełniona osadami.

PODSUMOWANIE

W allerödzie na szerokim dnie doliny Warty rozwinął się najprawdopodobniej las sosnowo-brzozowy charakterystyczny dla tego okresu na Niżu Polskim (Wasylikowa 1964; Madeyska 1998; Latałowa 2003). W Koźminie dotychczas jedynym dowodem tego wieku jest pień datowany na $11\,850 \pm 80$ BP (Dzieduszyńska i in. 2011). Podłożem lasu były jałowe piaski aluwialne, pokryte jedynie inicjalnym poziomem akumulacyjnym gleby mułowo-torfowej. Pod koniec allerödu i w młodszym dryasie w składzie gatunkowym lasu dominowała sosna tworząc gęsty drzewostan. Z czasem zaczęły zaznaczać się zmiany siedliskowe, polegające wprawdzie na wzroście wilgotności podłoża, a następnie na pojawieniu się płytkich zbiorników wodnych, zasiedlonych między innymi przez wioślarki. Zmiany siedliskowe generowały część przeobrażeń florystycznych, to znaczy stopniowe pojawianie się gatunków roślin wodnych. Szybka ewolucja siedliska była skutkiem przemian klimatu (ochłodzenie młodszego dryasu), które pociągały za sobą zmiany hydrogeologiczne. Doszło do wstrzymania infiltracji w przepuszczalne podłoże piaszczyste, co mogło być skutkiem rozwoju wieloletniej, wyspowej (?) zmarzliny lub tylko głębokiego i długotrwałego sezonowego przemarzania gruntu. Mogły przejawiać się tu także tendencje autogeniczne – przyrost mulastych i ilastych osadów ogniwa środkowego

(„b”) także utrudniał a nawet uniemożliwiał głębszą perkolację. Destrukcja lasu sosnowego wystąpiła zatem jako następstwo podtopienia dna doliny Warty, natomiast bezpośrednimi impulsami powalenia poszczególnych drzew mogły być silne porywy wiatru, oddziaływującego na pnie, których równowaga została wcześniej zachwiana na niestabilnym, silnie przesyconym wodą podłożu, tworzącym warstwę czynną. Jak wskazują wyniki analiz dendrologicznych destrukcja lasu nie była aktem jednorazowym, lecz przebiegała w ciągu kilku dziesięcioleci (Kittel i in. 2012). Niemniej, biorąc pod uwagę skalę tzw. czasu geologicznego, zarówno rozwój lasu i jego funkcjonowanie, jak i procesy jego zaniku były dynamiczne i krótkotrwałe. Ślady po zdegradowanym lesie w postaci powalonych pni i ich nagromadzeń oraz karp drzew zostały szybko zatarte przez intensywne, młodszodryasowe, często występujące po sobie powodzie, które pozostawiły 2-3-metrowej miąższości pokrywę piaszczystą. W myśl takiej interpretacji, na szerokim dnie doliny Warty w młodszym dryasie nastąpił *clustering*, prowadzący do głębokich zmian środowiskowych na rozległym, wrażliwym na zmiany obszarze. Został on wygenerowany przez globalne, dynamiczne zmiany klimatyczne, nakładające się na uwarunkowania lokalne.

Projekt finansowany jest ze środków Narodowego Centrum Nauki – grantu nr N N306 788240. Wydatną pomoc uzyskano również ze

strony Kopali Węgla Brunatnego „Adamów” oraz Urzędu Gminy w Brudzewie.

LITERATURA

- Allen J.R.L., 1997 – Subfossil mammalian tracks (Flandrian) in the Severn Estuary, S.W. Britain: mechanics of formation, preservation and distribution. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, B, 352: 481-518.
- Andrzejak K., 2012 – Rozprzestrzenienie i uwarunkowania rozwoju późnovistuliańskich osadów organicznych w Kozminie. Maszynopis pracy magisterskiej. Archiwum Katedry Geomorfologii i Paleogeografii UŁ: 98 ss.
- Bronk Ramsey C., 1995 – Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37(2): 425-430.
- Dylik J., 1967 – Główne etapy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 311-353.
- Dzieduszyńska D., Kittel P., 2012 – Basen uniejowski – historia i stan badań paleogeograficznych w Uniwersytecie Łódzkim. *Biul. Uniejowski*, 1: 189-203.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2012 – Geologic position of the Younger Dryas subfossil forest in the Warta River valley, central Poland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 84(1): 69-79.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Krąpiec, M., 2011 – The age of the subfossil trunk horizon in deposits of the Warta River valley (central Poland) based on ^{14}C datings. *Geochronometria*, 38 (4): 334-340.
- Dzieduszyńska D., Kittel P., Korzeń K., Krąpiec M., Okupny D., Pawłowski D., Petera-Zganiacz J., Stachowicz-Rybka R., Twardy J., 2012 – Rozwój rzeźby doliny Warty a czynniki warunkujące funkcjonowanie i zanik ekosystemu leśnego w późnym vistulianie. Konferencja naukowa „Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego”, Uniejów, 13-15 czerwca 2012 r.: 97-104.
- Fanelli F., Palombo M.R., Pillola G.L., Ibba A., 2007 – Tracks and trackways of “*Praemegaceros*” cazioti (Depéret, 1897) (Artiodactyla, Cervidae) in Pleistocene coastal deposits from Sardinia (Western Mediterranean, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 46(1): 47-54.
- Fornos J.J., Bromley R.G., Clemmensen L.B., Rodriguez-Perea A., 2002 – Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta. Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999 – Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Kozmin near Turek, central Poland. *Geol. Quart.*, 43 (1): 85-98.
- Gilewska S., 1986 – Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr.*, 58(1-2): 15-40.
- Kasse C., 1998 – Depositional model for cold – climate tundra rivers. W: G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (eds), *Paleohydrology and Environmental Change*. John Wiley & Sons Ltd.: 83-97.
- Kasse C., 1999 – Can involutions be used as palaeotemperature indicators? *Biul. Peryglacjalny*, 38: 95-110.
- Kittel P., Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., Twardy J., Krąpiec M., Bijak Sz., Bronisz K., Zasada M., Płaza D., 2012 – Badania „kopalnego lasu” ze schyłku vistulianu w dolinie Warty (Kotlina Kolska, środkowa Polska). *Studia i Materiały CEPL w Rogowie*, 14, z. 1(30): 238-245.
- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 ss.
- Latałowa M., 2003 – Późny vistulian. W: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.), *Palinologia*. Wyd. Inst. Botaniki PAN: 266-273.
- Lindner L., Marks L., 2012 – O podziale klimatostatygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, 60: 36-45.
- Madeyska T., 1998 – Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *St. Geol. Pol.*, 113: 137-180.
- Nowaczyk B., 1986 – Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. Wyd. UAM, Ser. Geogr., 28: 245 ss.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 ss.
- Petera J., Forysiak J., 2002 – Późnovistuliański i holocenijski system wielokorytowy w dolinie

- Warty. Konferencja „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie”, Łódź-Uniejów, 25-27 września 2002 r.: 47-57.
- Petera J., Forysiak J., 2003 – The Last ice sheet extent in Central Poland. *Geol. Quart.*, 47(4): 574-578.
- Petera J., Forysiak J., 2004 – Holocenska ewolucja systemu wielokorytowego Warty w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 27-40.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., 2007 – Wymowa paleogeograficzna horyzontu kopalnych pni w osadach późnego wistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 57-66.
- Petera-Zganiacz J., Forysiak J., 2012 – Historia rozwoju doliny Warty w basenie uniejowskim. *Biul. Uniejowski*, 1.
- Petera-Zganiacz J., Miotk-Szpiganowicz G., Pawłowski D., Forysiak J., 2010 – Stanowisko interglacjalnego emskiego w środkowym odcinku doliny Warty (Kotlina Kolska, środkowa Polska). XVII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Jeziorowskie, 6-10 września 2010 r.: 139-140.
- Ran E.T.H., Van Huissteden J., 1990 – The Dinkel valley in the Middle Pleniglacial: dynamics of a tundra river system. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 44(3): 209-220.
- Stankowska A., Stankowski W., 1988 – Maximum extent of the Vistulian Ice Sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geogr. Pol.*, 55: 141-150.
- Swanson D., Ping Ch.L., Michaelson G.J., 1999 – Diapirism in soils due to thaw of ice – rich material near the permafrost table. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 349-367.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ: 238 ss.
- Turkowska K., Petera J., Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., 2000 – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 89-134.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2004 – A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaest. Geogr.*, 23: 83-107.
- Vandenberghe J., 1988 – Cryoturbations. W: Clark M.J. (ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester: 179-198.
- Wasylikowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Peryglacjalny*, 13: 261-378.

PALEOGEOGRAPHICAL ELEMENTS
OF THE WARTA RIVER VALLEY EVOLUTION
WITHIN THE KOŁO BASIN IN THE LIGHT OF INVESTIGATIONS
AT THE SITE „KOŹMIN LAS”

SUMMARY

Abstract. In the article the investigations at the “Koźmin Las” site, aiming to the palaeogeographical reconstructions of the Warta river valley at the end of the Alleröd and in the Younger Dryas, have been presented. The main interest has been focused on the remnants of subfossil riparian forest which at the site have been well preserved in organic-rich deposits as stumps *in situ*, collapsed trees and branches. Geological and morphological position and also biotic proxies have been analysed and interpreted. Environmental archives presented in this study, comprise the morphology of the preserved trees as a recorder of site conditions during tree growth and death. Registered events reflect the dynamics of global climatic changes at the end of the Late Weichselian.

Key words: subfossil forest, dendrology, environmental archives, river valley, natural climatic changes, Younger Dryas, central Poland

The “Koźmin Las” site is located in central Poland, within the extent of ice sheets of the Middle Polish Complex. Geomorphologically, it lies on the low terrace of the Warta river valley. The main interest at the site was focused on the remnants of forest, which persisted as stumps *in situ*, collapsed trunks and individual branches, and its relation to the underlying and overlying

mineral deposits. These are the uppermost portion of the Weichselian fluvial complex in the investigated area. The origin of the forest and accompanying organic series has been estimated with the radiocarbon method to be of Alleröd and Younger Dryas age. A field study has been undertaken in 2010 in the open pit of about 160 m² using an archaeological approach. The

material for sampling purposes of palaeocological analyses was also collected.

The objective of the study is to establish the cause of the forest destruction by answering the question about secular or catastrophic nature of the event and also to provide information on palaeoclimate parameters from a local perspective and their relation to a global data.

The depositional sequence at the “Koźmin Las” site has been divided into three lithological units, termed lower, middle and upper. The lower unit consists of sand deposits and represents a braided river environment under cold climatic conditions of the LGM period. The middle unit, mainly composed of organic-rich deposits, is the one with the main assemblage of tree remnants. At the bottom of the unit deformation structures, such as flat-bottomed involutions and drop structures have been observed. The upper sandy and sandy-silty unit has been recognized as overbank facies of an anabranching river.

The results obtained so far show that a forest, dominated by pine, covering the riverside area, occupied the sandy substratum. Climatic conditions of the Younger Dryas were first reflected in the increasing moisture of a substratum

and afterwards in the appearance of shallow pools with Cladocera, among which the most abundant are the littoral species of the Chydoridae family. Pollen diagrams indicate an open pine forest with an admixture of birch. The appearance of rush plants and aquatic species reflect stand waters. Water-logging is also supported by the results of plant macrofossils analysis. Local permafrost reactivation, which may have resulted in increasing groundwater level, is also taken into account. These deteriorating conditions at the site, resulting from local factors as well as global climatic changes, are reflected in morphology of trees. The results of dendrological studies inform about the poor species composition of the forest and the short life span of the trees (on average 30-70 years). Reaction wood indicates their depart from the equilibrium before the final knockdown. The forest destruction took place during a period of time of several decades. Nevertheless, taking into account the scale of geological time, the processes registered at the “Koźmin Las” site were dynamic and short and were generated by global climatic changes of the Weichselian decline with combination of local factors.

WPLYW BUDOWY GEOLOGICZNEJ NA ZRÓŻNICOWANIE PROCESÓW KORYTOWYCH RZEKI UREGULOWANEJ NA PRZYKŁADZIE ODCINKA WISŁY WARSZAWSKIEJ

ZARYS TREŚCI

Od połowy XX wieku rejestrowano w korycie Wisły w Warszawie stałe obniżanie się poziomu średnich i niskich wód. Zjawisko to związane było z erozją dna koryta wywołaną jego regulacją, a także eksploatacją rumowiska rzeczno-łecznego. Równocześnie powyżej i poniżej odcinka miejskiego rejestruje się, szczególnie obecnie nadbudowywanie powierzchni dna koryta. Powoduje to wzrost zagrożenia powodziowego. Analizowany w pracy odcinek koryta Wisły o długości około 8 km łączy strefę agradacji – rejon Wysp Zawadowskich z erozyjną strefą rejonu Siekierok. Przeprowadzone w korycie badania echo-sondazowe, a także wiercenia geologiczne wykazały, że czynnikiem wpływającym na charakter procesów korytowych jest także budowa geologiczna. Płytke położenie stropu trudno rozmywanego podłoża współczesnych aluwów na uregulowanym odcinku rejonu Siekierok warunkuje jego tranzytowy charakter.

Słowa kluczowe: koryto rzeki, podłoże aluwów, regulacja koryta

WSTĘP

Doliny rzeczne, a zwłaszcza ich strefy korytowe na obszarach niżowych charakteryzują się największą dynamiką przebiegających współcześnie procesów geomorfologicznych. Ta naturalna cecha środowiska fluwialnego zapewniająca atrakcyjność jego krajobrazu okazuje się być niepożądana na odcinkach rzek o dużej koncentracji infrastruktury technicznej. Takimi miejscami są miejskie odcinki rzek. Zmiany intensywności procesów erozji i depozycji, obok wzrostu zagrożenia powodziowego rodzą problemy dla funkcjonowania związanej z rzeką infrastruktury: przepraw mostowych, ujęć wody i innych. Przykładem może być odcinek Wisły warszawskiej. Prace regulacyjne w korycie Wisły na tym odcinku prowadzono od 1884 do 1970 roku (Popek i in. 2009). Od lat 50-tych ubiegłego wieku rejestruje się tu stałe obniżanie poziomu przepływu średnich i niskich wód, związane z tendencją do erozyjnego obniżania dna koryta rzeki (Kornacki 1960; Zielińska 1960). Jednocześnie, powyżej i poniżej odcinka miejskiego obserwuje się przyrost warstwy współczesnych aluwów korytowych, co powoduje zwiększanie zagrożenia powodziowego, a także stwarza utrudnienia dla żeglugi w warunkach stanów niskich i średnich.

Prowadzone w latach 1981–1997 na odcinku koryta Wisły od ujścia Pilicy do ujścia Narwi (Wierzbicki i in. 1997) badania wykazały, że w analizowanym okresie w wyniku erozyjnego obniżania się poziomu dna w przekroju wodowskazu Warszawa-Nadwilanówka (kilometr 504,1 biegu rzeki) poziom przepływu niskiej wody ($Q = 350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) obniżył się o 1 metr. Podobną tendencję do obniżania się poziomu Wisły przy przepływach niskich wód stwierdzone zostały na podstawie analizy danych hydrologicznych gromadzonych w latach 1940–2002 przez PIHM i IMGW (Żelaziński i in. 2005). W okresie tym poziom przepływu niskich wód ($Q = 212 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) mierzony na wodowskazie Warszawa (kilometr 513,3) obniżył się o 2,5 m. Jednocześnie cytowani autorzy stwierdzili, że przy przepływie średniej wody ($Q = 560 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) poziom przepływu obniżył się o 0,8 m. Przy przepływie wód wielkich nie stwierdzono zmian poziomu rzeki (Wierzbicki i in. 1997).

Za główną przyczynę niekorzystnych zmian warunków przepływu uważa się regulację koryta (Zielińska 1960; Wierzbicki i in. 1997; Gutry-Korycka i in. 2006), a także eksploatację kruszywa z dna koryta rzeki (Skibiński 1963;

* Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Zakład Hydrogeologii, Katedra Geoinżynierii, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa.

Żelazo i in. 1998; Popek, Żelazo 2000). Żelaziński i in. (2005) oceniają, że przyczyna nadmiernej erozji dna na odcinku miejskim Wisły warszawskiej w 60–70 % związana jest z nadmierną eksploatacją kruszywa. Według szacunków tych autorów pozostała część zmian morfologii koryta (jego pogłębienia) związana jest z oddziaływaniem budowli regulacyjnych. Szczególne znaczenie ma zwężenie koryta średnio z 340 do około 225 m (Popek i in. 2009).

Cały odcinek strefy korytowej od kilometra 503 do kilometra 527 (w tym odcinek nazywany „gorsetem warszawskim”) to strefa występowania kulminacji powierzchni podłoża współczesnych aluwów (Falkowski E. 1990) zbudowanego z pliocenijskich iłów, a także plejstocenijskich glin morenowych, iłów, mułków i piasków zastoiskowych oraz żwirów rzecznych (Falkowski E. 1971, 1990) (rys. 1). Utwory rzeczne (glacjalne i interglacjalne), a także osady zastoiskowe takie jak piaski drobne, piaski pylaste i pyły są na tym odcinku bardzo silnie zagęszczone (Falkowski i in. 1992; Sarnacka 1992). Utwory spoiste są często mocno skompresowane. Niekiedy ich stropowa część znajduje się

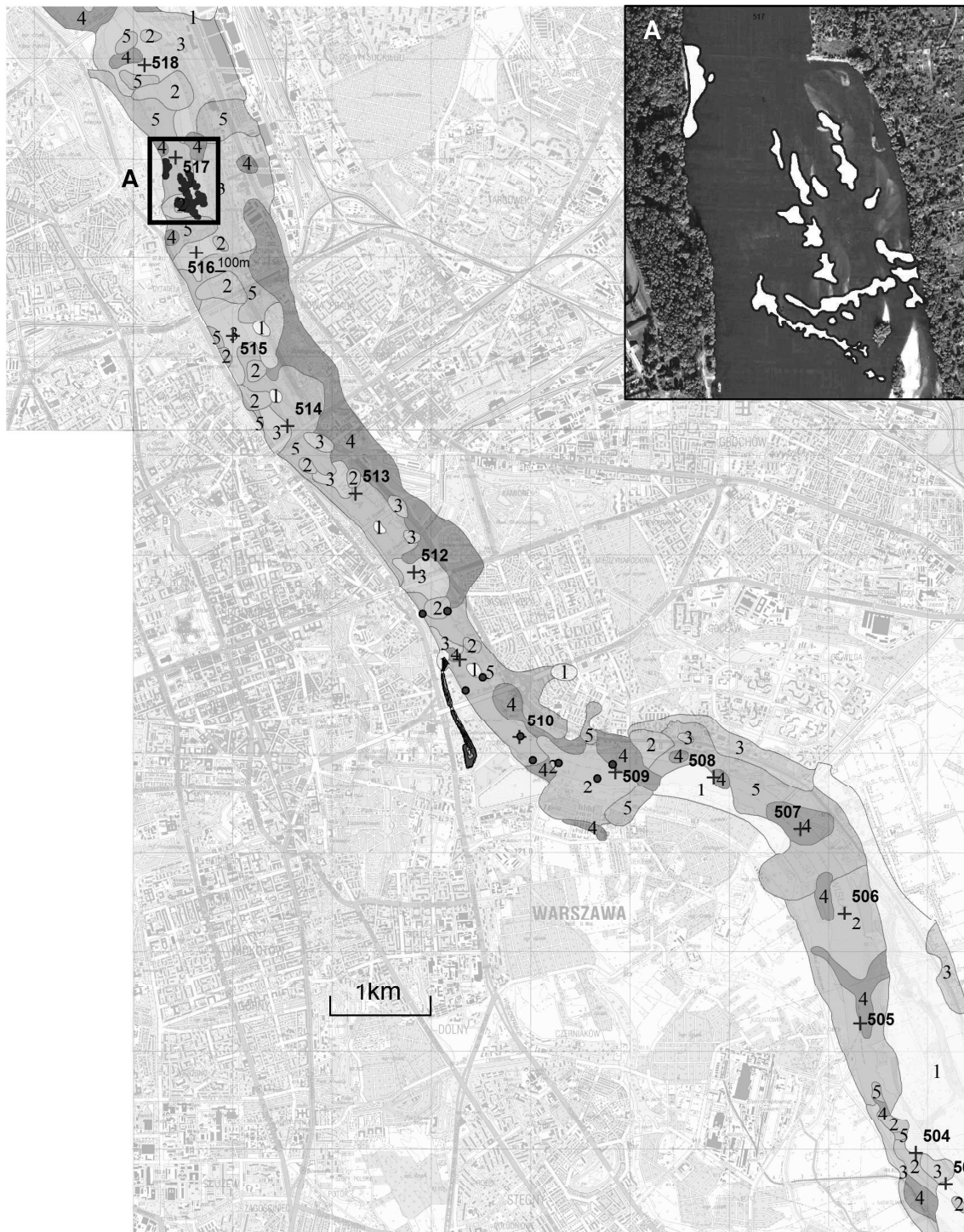
w stanie miękkoplastycznym (ok. 0,5 m miąższości). Poniżej tej strefy grunt jest już w stanie twardoplastycznym lub półzwartym. W wydobywanych spod dna próbkach iłów pliocenijskich i plejstocenijskich (zastoiskowych), a także niekiedy glin zwałowych, obserwuje się wyraźne złuskwacenia świadczące o ich glaciitektonicznym sprasowaniu (Falkowski T. 2006). Glacitektoniczne zaburzenie osadów podłoża zostało przedstawiane na przekrojach doliny już w 1936 roku (Różycki, Sujkowski 1936).

Powierzchnia podłoża aluwów przykryta jest warstwą rezydualną zbudowaną z otoczków i żwirów. Jest ona świadectwem głębokości przeróbki współczesnych aluwów przez wielkie wody. Miąższość strefy rezydualnej nie przekracza zwykle jednego metra. Ponad warstwą rezydualną występuje warstwa współczesnych aluwów korytowych (Popek i in. 2009). Ich miąższości w warunkach przepływów średnich na odcinku miejskim dochodzą mogą do kilkunastu metrów. W wielu miejscach jednak w warunkach stanów średnich i niskich bruki rezydualne odsłaniają się także w dnie koryta (fot. 1). Przykładem może być tak zwany „próg żoliborski”.



Fot. 1. Bruk rezydualny odsłaniający się w korycie Wisły w strefie „prógu żoliborskiego”. Zdjęcie wykonane 09.09.2012 r. pokazuje jeden z najniższych stanów wody (58 cm) w historii obserwacji na wodowskaziu Warszawa (fot. Piotr Ostrowski, 2012)

Residual lag cropping out in the Vistula River channel in the area of the so-called „żoliborski threshold”. The photograph was made on 09.09.2012; it shows one of the lowest river states (58 cm) in the history of the Warsaw gauge station



Rys. 1. Układ wychodni podłoża współczesnych aluwów na warszawskim odcinku koryta Wisły (Falkowski E. i in. 1992, uzupełnione)

1 – holocenijskie piaski rzeczne; 2 – ropy i pyły zastoiskowe; 3 – żwiry i piaski (plejstocen); 4 – gliny zwałowe; 5 – ropy jeziorne pliocenu

A – rejon „prugu żoliborskiego” (stan niski) w obrazie zdjęcia satelitarnego (zaznaczono strefy głazów widocznych ponad powierzchnią wody)

Geological setting of the substratum of contemporary alluvia in the Vistula channel reach in Warsaw (after Falkowski E. *et al.* 1992, supplemented)

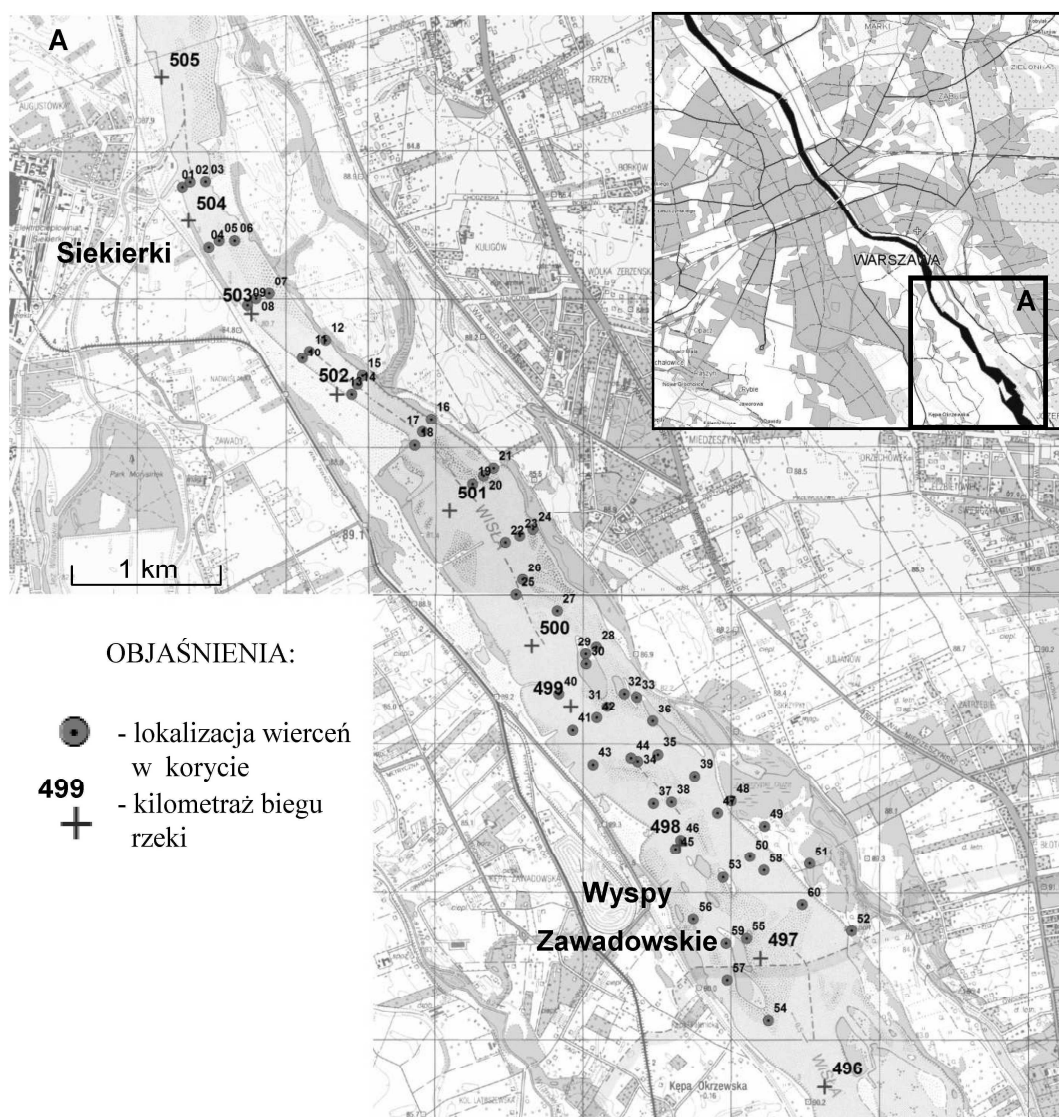
1 – Holocene alluvial sand; 2 – ice-dammed silt and clay; 3 – Pleistocene sand and gravel; 4 – boulder clay; 5 – Pliocene lacustrine clay

A – satellite image of the „żoliborski threshold” region (low water) (image shows zones of emerged boulders)

CEL I METODYKA BADAŃ

Celem badań było określenie przyczyn obserwowanego zróżnicowania dynamiki współczesnych procesów korytowych, uwzględniające także czynniki geologiczne i geomorfologiczne. Wyniki dotychczas publikowanych prac poświęconych zagadnieniu dynamiki przepływu i bilansu rumowiska na odcinku Wisły warszawskiej opierały się na analizach hydrologicznych i analizach hydrauliki koryta (Zielińska 1960; Skibiński 1963; Żelaziński i in. 2005; Gutry-Korycka i in. 2006). Badania prowadzono na odcinku koryta Wisły warszawskiej od kilometra 495 (rejon Wysp Zawadowskich) do kilometra 503 biegu rzeki (rejon ujścia Wilanówki) (Falkowski T. i in. 2011) (rys. 2). Szerokość

koryta Wisły na odcinku Wysp Zawadowskich w warunkach przepływu średnich wód wynosi przeciętnie 750 m. Morfologia koryta na tym odcinku podlega ciągłym zmianom. Świadczy o tym zarówno rozmywanie i przebudowywanie mezoform korytowych jak i zmiany dna koryta zaobserwowane na podstawie porównawczych badań batymetrycznych (Kałmykow-Piwińska, Falkowski 2012). Odcinek okolic Siekierki to początkowa część, będącej wynikiem regulacji, strefy zwężenia koryta określanej jako „gorset warszawski” (Biernacki 1975; Falkowski E. 1990). Fragment ten niezależnie od stanu Wisły pozbawiony jest śródkorytowych form depozycyjnych. Oba odcinki łączy strefa przejściowa.



Rys. 2. Analizowany odcinek koryta Wisły
Studied Vistula River channel reach

Powyższe cechy krajobrazu wybranego odcinka koryta sugerowały możliwość traktowania go jako reprezentatywnego dla zagadnienia jednoczesnego występowania w korycie Wisły warszawskiej stref intensywnej erozji i intensywnej depozycji.

Przeprowadzone badania zmian morfologii koryta opierały się głównie na kartowaniu geomorfologicznym, a także echosondażach koryta wykonywanych w warunkach stanów niskich, średnich i wysokich. Przeprowadzono także badania litologii i miąższości współczesnych

osadów korytowych, a także litologii ich bezpośredniego podłoża. Wykonywane w korycie wiercenia geologiczne lokalizowano z zastosowaniem odbiornika DGPS działającego w systemie EGNOS, a ich rzędne określano za pomocą odbiornika GPS-RTK.

Badania batymetryczne koryta wykonywane były przy pomocy zestawu hydrograficznego składającego się z echosondy zintegrowanej z odbiornikiem DGPS. Analiza uzyskanych danych prowadzona była w środowisku GIS.

WYNIKI

Podłoże współczesnych aluwów na analizowanym odcinku stanowią morenowe gliny piaszczyste, a sporadycznie także ropy, mułki i piaski zastoiskowe (rys. 2, 3). Powierzchnia stropowa tych osadów w wielu miejscach przykryta jest warstwą rezydualnego bruku zbudowanego ze żwirów i otczaków. Maksymalne głębokości jej występowania wynoszące od około 8 do ponad 12 metrów (wiercenia wykonywane były do 12 m) poniżej poziomu średniej wody stwierdzono w rejonie Wysp Zawadowskich (rys. 3). W rejonie Siekierok strop podłoża aluwów występuje na głębokości od około 4 metrów do około 7 metrów poniżej średniej wody (rys. 3).

Współczesne aluwia korytowe Wisły to głównie piaski średnie i drobne z przeławieniami żwiru. Sporadycznie stwierdzono obecność warstwy żwiru o miąższości przekraczającej 1 metr. Występuje on przeważnie w sąsiedztwie stabilnych mezoform korytowych (Kałmykow-Piwińska, Falkowski T. 2012). W strefach odległych od głównego nurtu, szczególnie na odcinku jego rozszerzenia w rejonie Wysp Zawadowskich w piaskach korytowych, stwierdzano także przeławienia namulów piaszczystych. Utwory takie opisywane były także w profilach osadów wypełniających przestrzenie między tamami poprzecznymi

(ostrogami) w pozostałej części analizowanej strefy.

Przeprowadzone badania echosondażowe wykazały dużą zmienność morfologii dna koryta. Największe różnice zarejestrowano w rejonie Siekierok. W warunkach przepływu niskich wód rzędne dna koryta w strefie głównego nurtu wynosiły około 77–78 m n.p.m., a poza nim około 80 m n.p.m. (rys. 3, 4). W warunkach przepływu średnich i wielkich wód morfologia koryta była na analizowanym odcinku podobna. Rzędne dna koryta w strefie głównego nurtu wynosiły około 75 m n.p.m. Poza nurtem rzędne dna koryta były od 2 do 4 metrów większe.

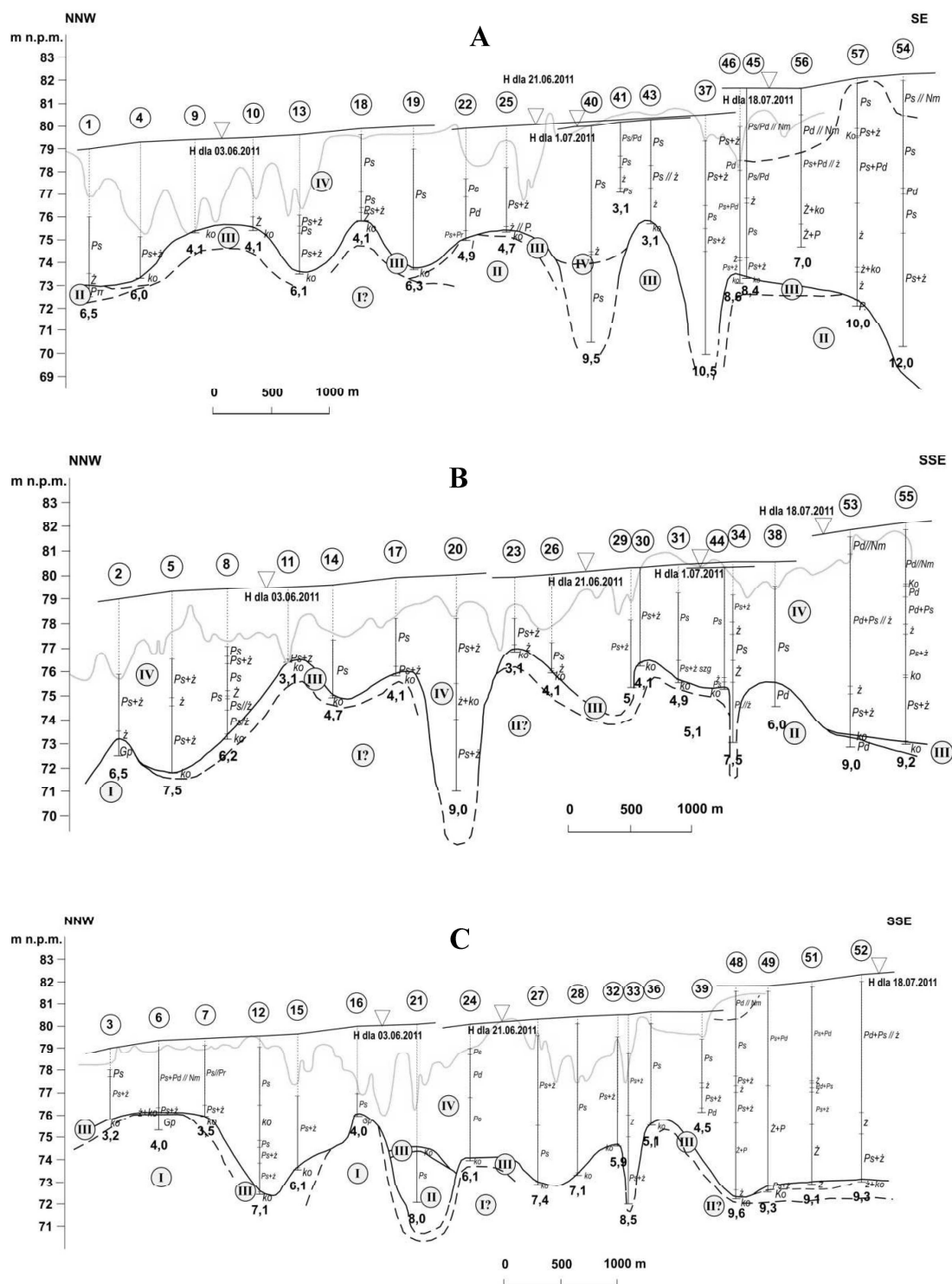
W rejonie Wysp Zawadowskich rzędne dna koryta w warunkach przepływu niskich wód wynosiły około 82 m n.p.m., a poza nurtem były przeciętnie o 1 m większe. Wyjątkiem były strefy eworsyjne powstające w sąsiedztwie tam poprzecznych (ostróg), gdzie różnica ta dochodzić mogła do 2–3 m (rys. 3, 5). W warunkach przepływu średnich i wysokich wód minimalne rzędne dna koryta były podobne jak w przypadku przepływu niskich wód, jednakże zwiększył się obszar takich stref.

W obrębie strefy przejściowej największe różnice położenia dna koryta pomiędzy stanami niskimi i wysokimi wynosiły około 3 metry (rys. 3, 6).

DYSKUSJA

Podstawą podziału koryta na trzy strefy – rejon Wysp Zawadowskich, strefa przejściowa i rejon Siekierok – jest jego współczesna morfologia. W pierwszym rzędzie jest ona wynikiem zagospodarowania koryta. Od rejonu Wysp Zawadowskich do rejonu Siekierok obserwuje się wzrost koncentracji budowli regulacyjnych.

W górnej części analizowanego odcinka szerokość koryta średniej wody (trasy regulacyjnej) wynosi około 750 metrów. Od kilometra 500,1 szerokość trasy regulacyjnej zmniejsza się do około 250–300 metrów, a od kilometra 501 regulacja obu brzegów zwięża koryto średniej wody do około 200 metrów.



Rys. 3. Podłużny przekrój litologiczny analizowanego odcinka koryta Wisły (km 497-504)

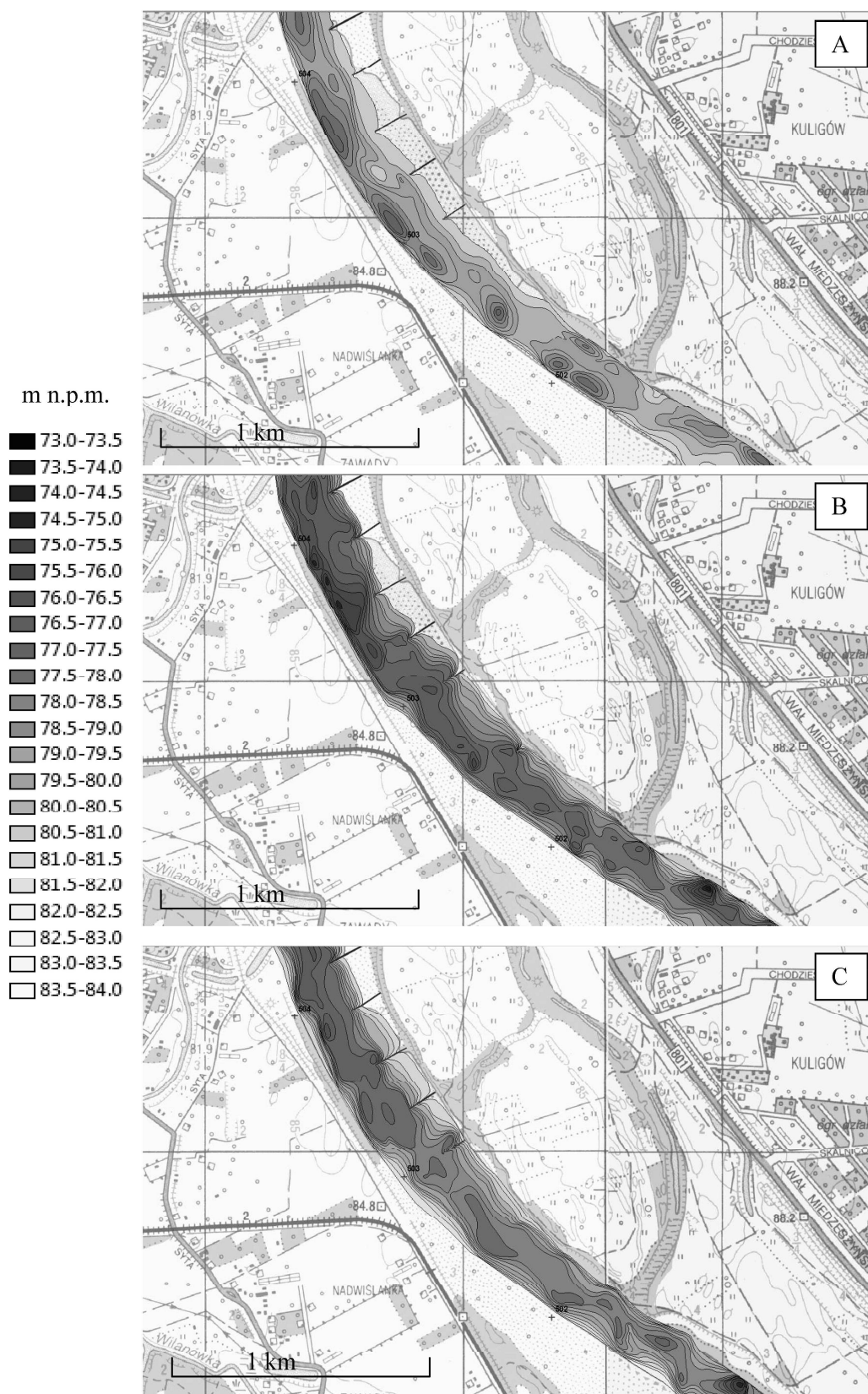
A – brzeg lewy, B – środek koryta, C – brzeg prawy

I – glina piaszczysta (zwałowa); II – piaski i mułki zastoiskowe; III – bruk rezydualny; IV – współczesne aluwia korytowe; Pd – piasek drobny; Ps – piasek średni; Ż – żwir; ko – otoczaki; Gp – glina piaszczysta; powierzchnia dna z dnia 27.07.2011 (stan wysoki)

Longitudinal lithological cross-section of the studied Vistula River reach (km 497-504)

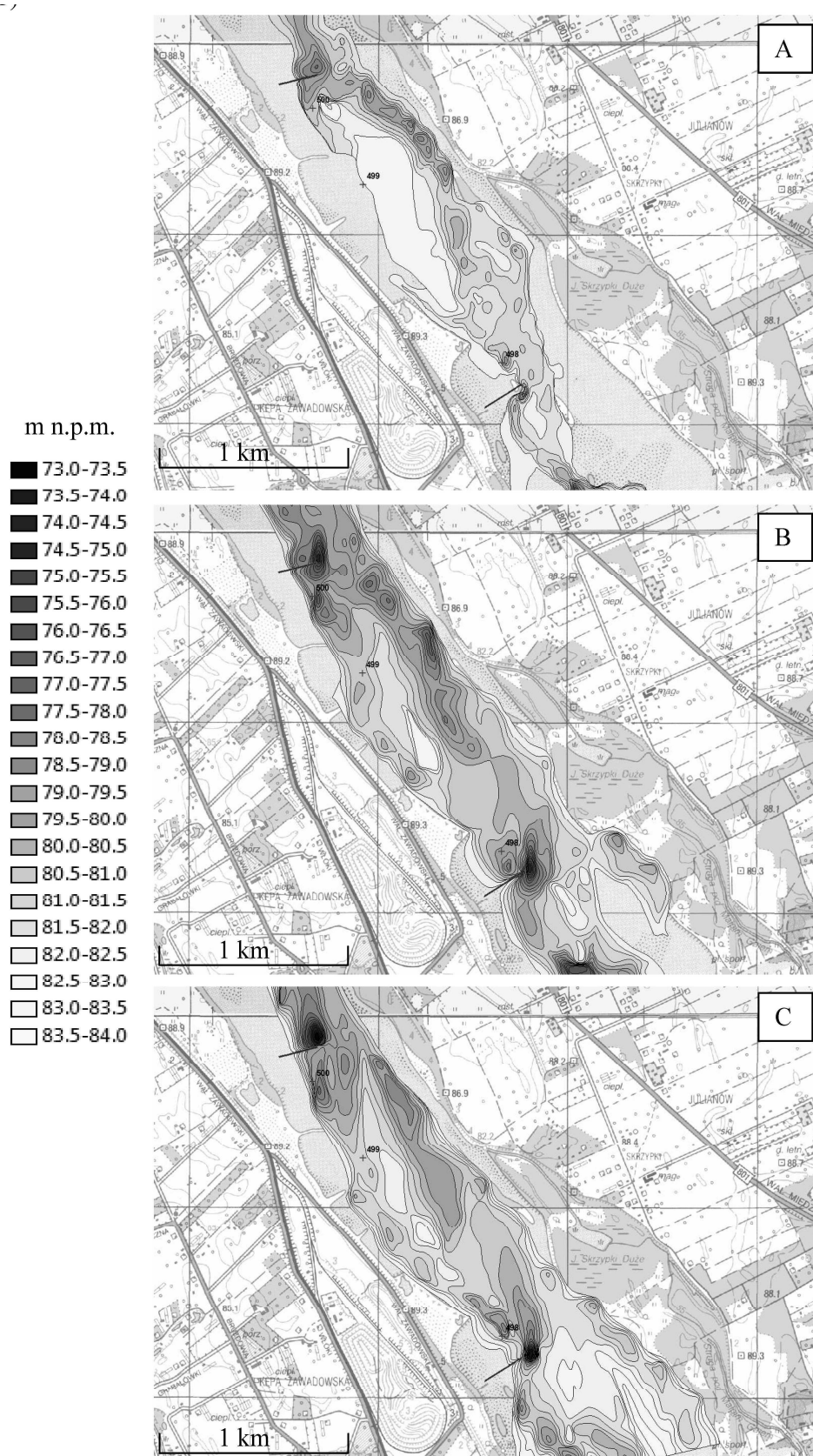
A – left bank, B – axis zone, C – right bank

I – boulder clay; II – ice-dammed fine sand and silt; III – residual lag; IV – contemporary channel alluvia; Pd – fine sand; Ps – medium sand; Ż – gravel; ko – pebbles; Gp – sandy loam; bottom level from 27.07.2011 (high state)



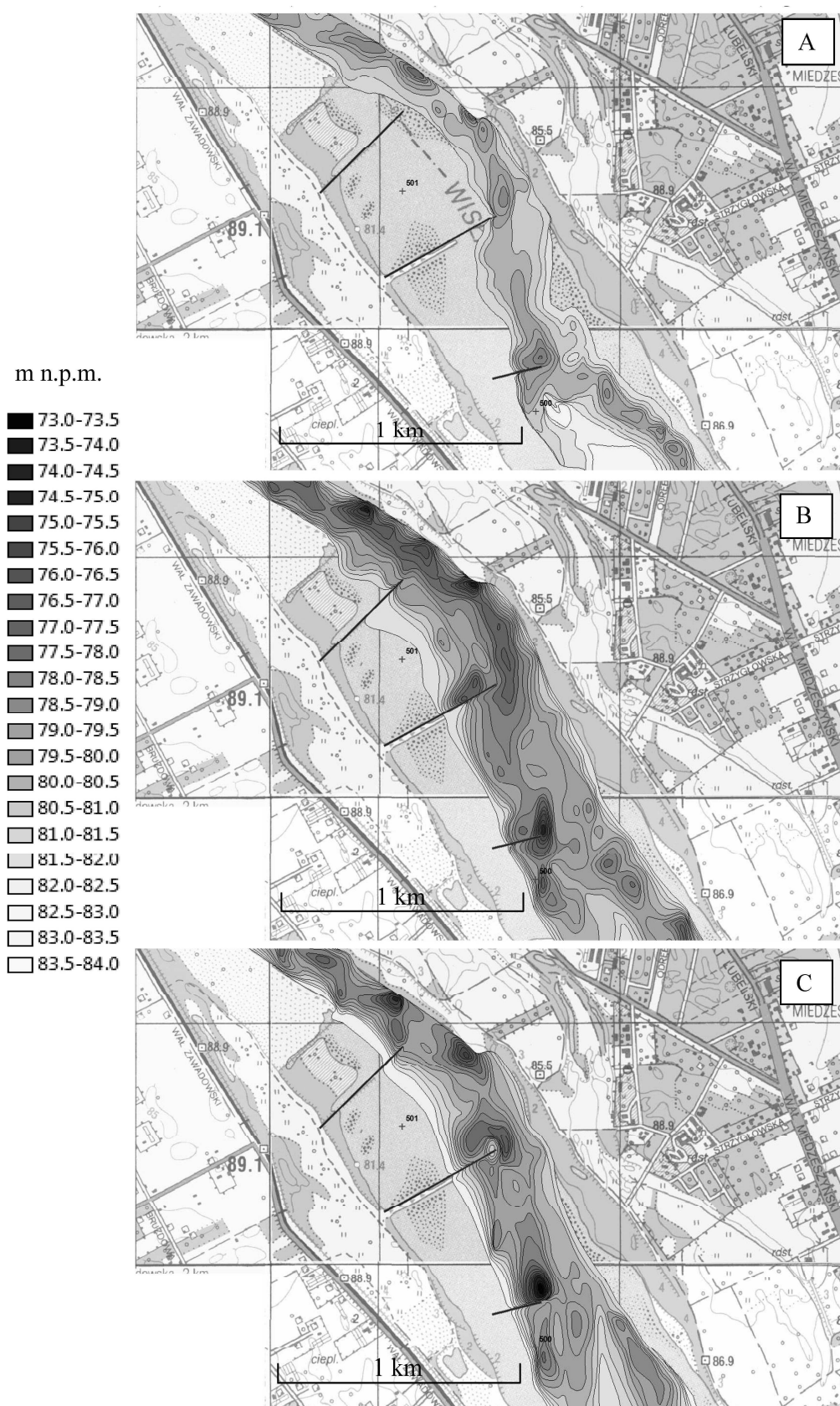
Rys. 4. Zmiany morfologii dna koryta w rejonie Siekierki na podstawie echosondaży z dnia 08.06.2011 (stan niski – A), 13.07.2011 (stan średni – B) i 27.07.2011 (stan wysoki – C)

Channel bottom morphology changes of the Siekierki region based on echosoundings from 08.06.2011 (low state – A), 13.07.2011 (mean state – B) and 27.07.2011 (high state – C)



Rys. 5. Zmiany morfologii dna koryta w rejonie Wysp Zawadowskich na podstawie echosondaży z dnia 08.06.2011 (stan niski – A), 13.07.2011 (stan średni – B) i 27.07.2011 (stan wysoki – C)

Channel bottom morphology changes of the Zawadowskie Islands based on echosoundings from: 08.06.2011 (low state – A), 13.07.2011 (mean state – B) and 27.07.2011 (high state – C)



Rys. 6. Zmiany morfologii dna koryta w strefie przejściowej na podstawie echosondaży z dnia 08.06.2011 (stan niski – A), 13.07.2011 (stan średni – B) i 27.07.2011 (stan wysoki – C)

Channel bottom morphology changes of the transition zone based on echosoundings from 08.06.2011 (low state – A), 13.07.2011 (mean state – B) and 27.07.2011 (high state – C)

Nierówna powierzchnia stropu trudno rozmywalnego podłoża aluwiiów lekko obniża się w górę biegu rzeki. W rejonie Siekierok powierzchnia ta, występująca na głębokości od 4 do 6,5 m poniżej poziomu średniej wody, bywa lokalnie odsłaniana w czasie przepływu średnich i wielkich wód (rys. 3). W warunkach przepływu niskich wód koryto wypełnia się osadem. Największe zarejestrowane zmiany poziomu dna pomiędzy stanem wysokim i niskim, które osiągnęły na odcinku „gorsetu warszawskiego” w rejonie Siekierok blisko 5 metrów, należy wiązać z procesami eworsji, a szczególnie ze zmianami rozmiarów wirów powstających „w cieniu” budowli regulacyjnych. W strefie głównego nurtu zmienność położenia dna wynosiła około 1 metr. Jednocześnie z dużą zmiennością położenia dna koryta na odcinku Siekierok, jego powierzchnia w szerokim zakresie przepływów pozbawiona jest śródkorytowych form depozycyjnych (mezo- i makroform).

Znaczna część obszaru koryta, znajdująca się pomiędzy tamami poprzecznymi (ostrogami) w rejonie Siekierok, a także częściowo na odcinku przejściowym została trwale ustabilizowana. W efekcie zmniejszenia dynamiki przepływu wód w tych strefach (Kuźniar 2000) utworzył się tu nowy poziom równi zalewowej (podobnie jak w rejonie Włocławka; Babiński 1985, 1992). Proces ten spowodował zmniejszenie pola przekroju koryta wielkich wód i wzrost prędkości ich przepływu (Gutry-Korycka i in. 2006). Ograniczeniem dla erozji jest powierzchnia stropowa podłoża aluwiiów zbudowana z utworów trudno rozmywalnych. W czasie przepływu wielkich wód dochodzić może do usunięcia warstwy współczesnych aluwiiów i odsłonięcia stropu podłoża, tak ja się to dzieje na odcinku śródmiejskim koryta Wisły (Falkowski T., Ostrowski 2009; Popek i in. 2009).

Zdecydowanie odmienną dynamikę reprezentuje odcinek koryta Wisły w rejonie Wysp Zawadowskich. Aktualny rys temu odcinkowi nadała pod koniec XIX wieku budowa wałów przeciwpowodziowych. Ograniczyły one szerokość koryta wielkich wód, a także jego migrację po powierzchni równi zalewowej (Kałmykow-Piwińska, Falkowski T. 2012). Czynnikiem lokalnie krępującym rzekę są także nieregularnie rozmieszczone budowle regulacyjne. Podłoże aluwiiów nie jest współcześnie odsłaniane w dnie koryta i w praktyce nie krępuje rzeki. Stwierdzone różnice położenia dna koryta pomiędzy stanami niskimi i wysokimi osiągają tu maksy-

malnie około 3,5 metra. Efektem funkcjonowania rzeki, którą w rejonie Wysp Zawadowskich określić można jako bliską rzece dojrzałej swobodnej (Falkowski E. 1971), jest stała przebudowa występujących tu mezo- i makroform depozycyjnych. Podstawowym mechanizmem takich procesów są zmiany położenia osi nurtu rzeki, które przebiegają odpowiednio do aktualnej wielkości natężenia przepływu (Leopold, Wolman 1957). Lokalnie, na przebieg głównego nurtu wpływają także pozostawione przez wielkie wody pnie drzew, które często inicjują powstawanie nowych stref depozycyjnych.

Podobną dynamiką zmian charakteryzuje się odcinek przejściowy. Mniej jest tu jednak mezo- i makroform korytowych. Poza strefą głównego nurtu występują formy depozycyjne, których morfologia przynajmniej od roku 1999 do dnia dzisiejszego (Kałmykow-Piwińska, Falkowski T. 2012), nie uległa większym zmianom.

Zarówno na odcinku Wysp Zawadowskich jak i w odcinku przejściowym największe zmiany morfologii koryta związane są ze strefami kotłów eworsyjnych, powstających „w cieniu” tam poprzecznych (ostróg). Ich rozmiary zmieniają się odpowiednio do wielkości przepływu. W czasie wysokich stanów średnice powstających w takich strefach wirów dochodzić mogą do 100 metrów.

Przeprowadzone badania wykazały, że zróżnicowanie morfodynamiki koryta Wisły na analizowanym, stosunkowo krótkim (8 km) odcinku, jest efektem jednoczesnego oddziaływania budowy geologicznej i zabudowy hydrotechnicznej. Pomimo dużej zmienności linii brzegowej obserwowanej w rejonie Wysp Zawadowskich, występujące tu mezo- i makroformy korytowe są trwałym elementem morfologii tej strefy przynajmniej od XIX wieku. Ich stała przebudowa w warunkach dodatniego bilansu aluwiiów (Falkowski E. 1982; Starkel 1983) zapewnia stabilność strefy przejściowej oraz tranzytowego odcinka rejonu Siekierok. Może ona jednak spowodować wzrost zagrożenia powodziowego analizowanej strefy, szczególnie w świetle obserwowanego współcześnie procesu zwiększania się różnic pomiędzy stanami i przepływami ekstremalnymi (Ozga-Zielińska 1997).

Jak dowodzą wyniki analiz prowadzonych przez Żelazińskiego i in. (2005) tempo obniżania się dna koryta Wisły w przekroju wodowskazu Warszawa (Port Praski) przy przepływie niskim wyraźnie zmniejszyło się po 1982 roku,

a następnie w roku 1994 uległo względnej stabilizacji na rzędnych około 78 m npm. Obecnie w przekroju tym rejestruje się tylko niewielkie zmiany położenia dna koryta, związane ze zmia-

nami miąższości warstwy aluwialnej nad stropem utworów trudno rozmywalnych (Poppek i in. 2009). Podobną morfodynamiką charakteryzuje się koryto Wisły w rejonie Siekierk.

WNIOSKI

1. Stwierdzona w wyniku przeprowadzonych prac zmienność morfologii koryta na analizowanym odcinku upoważnia do wydzielenia w jego obrębie erozyjno-akumulacyjnego odcinka rejonu Wysp Zawadowskich, tranzytowego odcinka rejonu Siekierk, a także łączącego je odcinka przejściowego.

2. Przyczyną zróżnicowania morfodynamiki koryta jest jednocześnie oddziaływanie podłoża aluwii i zabudowy hydrotechnicznej.

3. Aktualny tranzytowy charakter odcinka rejonu Siekierk ukształtował się w efekcie zwięźnienia koryta, które polegało na budowie ostróg i stopniowym wypełnieniu aluwiami przestrzeni między nimi.

4. Zróżnicowanie morfodynamiki koryta związane z jego budową geologiczną i zabudową hydrotechniczną może być przyczyną zwiększania zagrożenia powodziowego, szczególnie na odcinkach położonych poniżej stref tranzytowych.

LITERATURA

- Babiński Z., 1985 – Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji Dolnej Wisły. *Prz. Geogr.*, 57(4): 471-486.
- Babiński Z., 1992 – Współczesne procesy korytowe Dolnej Wisły. *Pr. Geogr., IGiPZ PAN*, 157: 172 ss.
- Biernacki Z., 1975 – Holocene and Late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula River near Warsaw. *Biul. Geol.*, 19: 199-217.
- Falkowski E., 1971 – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol.*, 12: 5-112.
- Falkowski E., 1982 – Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula river valley. W: L. Starkel (ed.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 1: 9-20.
- Falkowski E., 1990 – Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for needs of mathematical and physical modeling in hydro technical projects. *Geogr. Pol.*, 58: 55-67.
- Falkowski E., Kraużlis K., Granacki W., Falkowski T., Bieganski R., 1992 – Mapa stropu gruntów trudnorozmywalnych wraz z ich litologią w korycie Wisły. Maszynopis. Zakład Badań Geologicznych dla Budownictwa.
- Falkowski T., 2006 – Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytovej Wisły środkowej. *Rozprawy Naukowe i Monografie*, Wyd. SGGW: 128 ss.
- Falkowski T., Ostrowski P., 2009 – Budowa geologiczna strefy korytovej Wisły warszawskiej i jej znaczenie dla związanej z korytem infrastruktury. *Nauka Przyroda Technika*, Wyd. Uniw. Przyrodniczego w Poznaniu, dział: Melioracje i Inżynieria Środowiska, 3, 3: # 82.
- Falkowski T., Ostrowski P., Siwicki P., Wierzbicki G., Kałmykow-Piwińska A., Bujakowski F., 2011 – Badania geologiczne strefy korytovej Wisły na odcinku od Wysp Zawadowskich do ujścia Wilanówki w celu oceny wielkości transportu i depozycji rumowiska. Maszynopis. Katedra Geoinżynierii SGGW.
- Gutry-Korycka M., Magnuszewski A., Suchożeberski J., Jaworski W., Marcinkowski M., Szydlowski M., 2006 – Numerical estimation of Floyd zones in the Vistula River Valley, Warsaw, Poland. *Int. Assoc. Hydr. Sci. Publ.*, 308: 191-195.
- Kałmykow-Piwińska A., Falkowski T., 2012 – Ocena stabilności morfologii koryta w oparciu o analizę archiwalnych materiałów kartograficznych i fotogrametrycznych wykonywaną w środowisku GIS. *Prz. Nauk. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 58: 251-262.
- Kornacki Z., 1960 – Przyczyny obniżania się dna Wisły w Warszawie. *Gospodarka Wodna*, 11: 305-307.
- Kuźniar P., 2000 – Typowe procesy hydrodynamiczne Wisły Środkowej. Materiały VII Seminarium Inst. Zaopatrzenie w Wodę i Budownictwa Wodnego. Oficyna Wyd. PW, Warszawa: 39-47.

- Leopold L.B., Wolman M.G., 1957 – River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. *Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, 14, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper: 282-300.
- Ozga-Zielińska M., 1997 – O konieczności określania dla rzek polskich maksymalnych wiarygodnych wezbrań wywołanych maksymalnymi wiarygodnymi opadami. Forum naukowo-techniczne – POWÓDŹ 1997. IMGW, Warszawa, 2: 1-10.
- Popek Z., Żelazo J., 2000 – Analiza zmian przekrojów poprzecznych i profilu podłużnego koryta Wisły w rejonie Warszawy. *Zesz. Nauk. AR Wrocł.*, 385, *Inż. Środ.*, 11: 377-388.
- Popek Z., Falkowski T., Ostrowski P., 2009 – Analiza potrzeb i możliwości przebudowy koryta Wisły w Warszawie. Nauka Przyroda Technologie, Wyd. Uniw. Przyrodniczego w Poznaniu, dział: Melioracje i Inżynieria Środowiska, 3, 3: # 97.
- Różycki S.Z., Sujkowski Z., 1936 – Profile geologiczne przez Warszawę. Zarząd Miejski w Warszawie.
- Sarnacka Z., 1992 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 138: 36 ss.
- Skibiński J., 1963 – Włeczenie rumowiska dennego przez Wisłę w rejonie Warszawy. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, 53: 1-36.
- Starkel L., 1983 – The reflection of hydrologic changes in fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. W: J. Gregory (red.), Background to Paleohydrology. J. Wiley, Chichester: 213-234.
- Wierzbicki J. i inni, 1997 – Stałość pionowego układu i morfologii koryta oraz zwierciadła wody Wisły Warszawskiej na odcinku położonym między ujściem rzeki Pilicy a ujściem rzeki Narwi. Archiwum Zakładu Budownictwa Wodnego Wydziału Inżynierii Środowiska Politechniki Warszawskiej.
- Zielińska M., 1960 – Zmiana niwelety Wisły w Warszawie na tle zmian profilu podłużnego środkowej Wisły. *Gospodarka Wodna*, 11: 477-480.
- Żelaziński J., Brański J., Kadłubowski A., Wereski S., 2005 – Application of the CCHE Models for Explanation of Factors Causing Deep Erosion of Vistula River Bed in Warsaw. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, E-5(387): 87-113.
- Żelazo J., Falkowski T., Kuźniar P., Popek Z., Wilk E., – Wskazania do koncepcji zagospodarowania Wisły na odcinku od ujścia Pilicy do ujścia Narwi (km 457-550). Maszynopis. Katedra Budownictwa Wodnego SGGW.

GEOLOGIC STRUCTURE INFLUENCE ON CHANNEL PROCESSES OF REGULATED RIVER IN EXAMPLE OF VISTULA RIVER REACH IN WARSAW

SUMMARY

Abstract. A constant decrease of the low, as well as mean water level of the Vistula River in Warsaw has been registered from the 1950-ties. This process is genetically linked with channel bottom erosion induced by river engineering works and exploitation of alluvia. Simultaneously, an aggradation process is observed downstream and upstream from the Warsaw Vistula River reach. This in turn is considered the reason for the increase of flooding danger. The studied 8 km long channel reach connects the aggradation zone of the Zawadowskie Islands with the erosional reach of the Siekierki area. Bathymetric investigations (echosoundings) conducted in the channel zone, as well as drillings have displayed that an important factor influencing the character of the channel processes is the geological setting of the channel zone. The shallow location of the alluvia substratum built of erosionally resistant deposits in the regulated channel reach near Siekierki is the reason for its transitional character.

Key words: river channel, alluvia substratum, river engineering works

The phenomenon of constant decrease of the Vistula River water level of the low, as well as mean state is observed from the mid-twentieth century (Wierzbicki *et al.* 1997). This process causes danger for the channel-connected infrastructures e.g. water intakes, regulation structures, bridges etc. It is genetically linked with

channel bottom erosion induced by river engineering works and exploitation of alluvia (Skibiński 1963; Żelaziński *et al.* 2005). Currently, downstream and upstream of the Warsaw reach are also observed opposite processes such as aggradation. They are considered responsible for the increase of flooding danger.

The channel of the Warsaw Vistula River reach (so-called “Warsaw corset”) is narrowed by regulation structures from over 300 m to 220 m (mean flow) (Gutry-Korycka *et al.* 2006). The contemporary substratum of the alluvia consists of erosion-resistant deposits (e.g. boulder clay, clay, as well as coarse gravel and pebbles) building protrusions and cropping out in some places in the channel bottom (Falkowski E. 1990; Falkowski T. 2006). Between such elevations, the thickness of channel alluvia exceeds 15 m (below the mean water level). The examined 8-km long channel reach is representative for the phenomenon of simultaneous deposition and downward erosion in adjacent zones of the Warsaw Vistula. It comprises the aggradation zone of the Zawadowskie Islands and the erosional reach of the Siekierki region that are connected with the transitional reach. Bathymetric investigations (echosoundings) conducted in the channel zone have displayed that changes in the bottom level of the low and high water in the Siekierki region close to the river bank exceed

5 m and in the channel axis zone – about 1 m. In spite of this, depositional meso- and macroforms are completely lacking in the Siekierki reach. Changes in the channel bottom morphology are connected with the process of evorsion taking place close to the regulation facilities and with changes of the whirlpool dimensions. In the Zawadowskie Islands, changes of the bottom level exceed 3–4 m. This is a zone of constant changes of the position and morphology of meso- and macroforms. They constantly emerge and are washed away. Geological drillings conducted in the channel zone have displayed that geology is an important factor for the diversity of the studied reach dynamics. The shallow position of the substratum of the alluvia in the narrow, regulated channel reach near Siekierki is the reason for its transitional nature. The deep location of the substratum in the Zawadowskie Islands reach enables free thalweg migration, as well as the emersion, erosion and alteration of the depositional channel forms.

Jacek Forysiak^{}, Ryszard K. Borówka^{**}, Marek Kloss^{***}
Milena Obremska^{****}, Daniel Okupny^{*}, Sławomir Żurek^{*****}*

GEOLOGICZNA I GEOMORFOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA TORFOWISKA RĄBIEŃ ORAZ WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ OSADÓW BIOGENICZNYCH

ZARYS TREŚCI

Torfowisko Rąbień położone jest w obrębie Wysoczyzny Łaskiej, około 11 km na zachód od centrum Łodzi. Misę torfowiska stanowi obniżenie zamknięte od zachodu przez zespół wydym. Prowadzone od kilkunastu lat badania geologiczne i paleoekologiczne pozwoliły na dobre rozpoznanie złożeń osadów biogenicznych, których maksymalna miąższość sięga 6,2 m. W podłożu osadów biogenicznych występują vistuliańskie utwory deluwialne przykrywające starsze osady organiczne. Wypełnienie misy torfowiska stanowią dwie główne serie: w spągu występują osady jeziorne, część stropową tworzą torfy. Wykonane dotychczas badania paleobotaniczne potwierdzają ciągłość akumulacji biogenicznej od najstarszego dryasu do współczesności. Zapis zmian środowiska przyrodniczego w analizowanych osadach ukazuje wpływ czynników naturalnych na rozwój siedliska, a także antropogenicznych, które na badanym obszarze zaznaczają się od mezolitu.

Słowa kluczowe: geomorfologia, osady biogeniczne, torfowisko, region łódzki

WPROWADZENIE

Szczegółowe badania geologiczne i paleoekologiczne torfowisk w regionie łódzkim są prowadzone od kilku lat. Ich uzupełnieniem jest wykonywane równolegle rozpoznanie geologiczne i geomorfologiczne otoczenia torfowisk (m.in. Forysiak, Twardy 2006; Forysiak 2012). Obszar mokradła w Rąbieniu, jako zagłębienia wypełnionego torfem, wspomniany został już przez Dylikową (1958). Autorka analizowała budowę geologiczną przylegającego do bagna kompleksu wydym i wskazała także możliwość peryglacjalnego pochodzenia podłoża wydym aleksandrowskich, także tych przylegających do torfowiska Rąbień. Badania geologiczne i paleobotaniczne na torfowisku są prowadzone od kilkunastu lat. W końcu lat 90. XX w., w związku z pracami archeologicznymi prowadzonymi na obszarze wydmy ograniczającej torfowisko od zachodu, w obrębie torfowiska wykonano kilkanaście sond. Stwierdzono, że miąższość osadów biogenicznych wynosi śred-

nio około 2 m, a maksymalnie 3,25 m w środkowej części torfowiska (Marosik 2011). Następnie, w ramach programu badania torfowisk wysokich w Polsce, wykonano sondowania potwierdzające uzyskane wcześniej wyniki (Kloss 2005, 2007; Kloss, Żurek 2005; Kucharski, Kloss 2005). Pobrano nowy rdzeń, który objął osady biogeniczne o miąższości około trzech metrów. W 2010 r. podjęto szczegółowe kartowanie geologiczne torfowiska w ramach projektu N N306 276735, które pozwoliło na rozpoznanie przegłębienia misy torfowiska, gdzie miąższość osadów biogenicznych sięga aż 6,2 m. Pobrane osady poddano analizom paleoekologicznym. W artykule przedstawione zostały wstępne wyniki składu makroszczątków roślinnych, analizy palinologicznej i geochemicznej, zaś inne analizy są jeszcze w realizacji (m.in. kopalnych wioślarek, muchówek, okrzemek, ameb skorupkowych).

^{*} Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź.

^{**} Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

^{***} Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Wydział Biologii i Nauk o Środowisku, ul. Wóycickiego 1/3, 01-938 Warszawa,

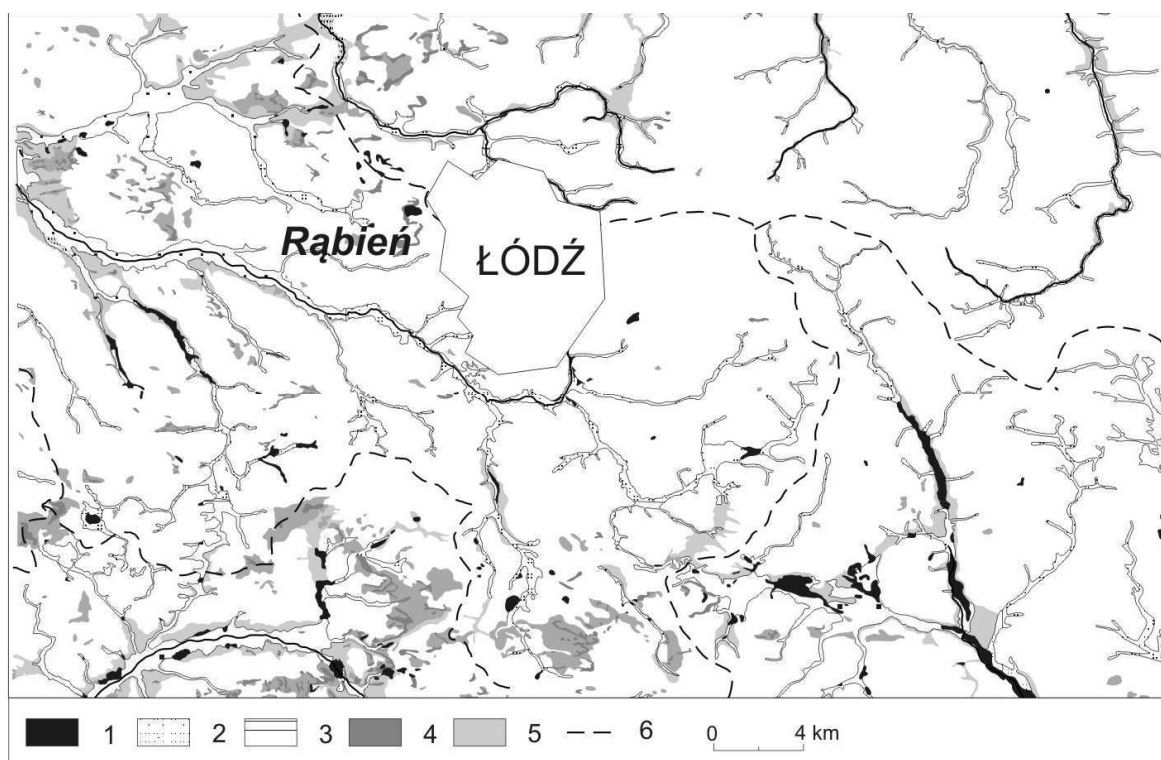
^{****} Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa,

^{*****} ul. Szareckiego 6 m. 48, 01-493 Warszawa

TEREN BADAŃ

Torfowisko Rąbień położone jest na terenie miejscowości Rąbień oraz Aleksandrów Łódzki (rys. 1) i ma powierzchnię około 48 ha. Jego południowa część została całkowicie przekształcona (głębokie torfianki zasypane zostały m.in. odpadami budowlanymi) i nie nadaje się do prowadzenia badań geologicznych czy botanicznych (Kucharski, Kloss 2005). Poza tym w obrębie torfowiska znajduje się kilkanaście mniejszych poeksploatacyjnych zbiorników wodnych o powierzchniach dochodzących do

0,4 ha. Torfowisko położone jest w owalnym, zagłębieniu bezodpływowym, zamkniętym poziomą 190 m n.p.m. Współczesna powierzchnia torfowiska jest niemal płaska, z nieznacznym spadkiem ku zachodowi, ale trudno stwierdzić na ile na taki obraz wpływa silne antropogeniczne przekształcenie znacznej części torfowiska. W bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska przebiega dział wodny pierwszego rzędu między dorzeczami Wisły (Bzury) i Odry (Neru) (rys. 1).



Rys. 1. Położenie torfowiska Rąbień na tle torfowisk okolic Łodzi (wg Forysiak 2012, zmienione)

1 – torfowiska; 2 – dna dolin i terasy niskie; 3 – terasy wysokie; 4 – wydmy; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wybrane działy wodne

Location of the Rąbień peatland against other peatlands of the Łódź Region
(after Forysiak 2012, changed)

1 – peatlands; 2 – valley bottoms and low terraces; 3 – high terraces; 4 – dunes; 5 – aeolian sand sheets; 6 – watersheds

WARUNKI GEMORFOLOGICZNE I GEOLOGICZNE

Torfowisko Rąbień położone jest w otoczeniu form wysoczyznowych, ale do jego obszaru sięgają doliny denudacyjne, związane z systemem rzeczny doliny Bełdówki (rys. 2). Od północy i wschodu zagłębienie torfowiska ota-

czają długie stoki wzgórz polodowcowych, których wierzchołki leżą na wysokości 203,5 oraz 205,6 m n.p.m. Wzniesienia te zbudowane są z piasków i żwirów wodnolodowcowych, z gliną zwałową zlodowacenia warty w podłożu. Dolne

partie wschodnich stoków obniżenia tworzą utwory deluwialne w postaci mułków i piasków, będących efektem przekształcania postglacialnych form w warunkach peryglacialnych vistulianu, jak też antropogenicznych holocenu. Z północnego wschodu do misy torfowiska dochodzi dolina denudacyjna, rozdzielająca wspomniane wzgórze. Generalnie powierzchnia terenu otaczającego torfowisko opada ku zachodowi. Porządek ten zaburza strefa form eolicznych. Misę torfowiska od zachodu zamyka stok zespołu wydmy, o południkowym przebiegu (rys. 2), z kilkoma kulminacjami. Sięgają one do 194–196 m n.p.m. Podobne rzędne osiągają wydmy położone w obrębie północnego stoku obniżenia. Wydmy przylegające do misy torfowiska od zachodu (rys. 3) spoczywają na około dwumetrowej miąższości serii piasków średnio- i drobnoziarnistych, o dobrym wysortowaniu i dużym udziale ziaren eolizowanych (rys. 4), których powstanie można korelować z okresem najstarszego dryasu. Osady eoliczne złożone są na piaskach z mułkami pochodzenia denudacyjnego. Południowe sąsiedztwo torfowiska stanowi słabo zaznaczone, spłaszczone wzniesienie o wodnolodowcowej genezie, sięgające 194 m n.p.m. Jego południową część przykrywa kolejny kompleks form eolicznych. Znaczną część obszaru na zachód od torfowiska zajmują spłaszczone i pochylone generalnie ku zachodowi powierzchnie, określone jako równiny rzeczno-peryglacialne. Zbudowane są z materiału piaszczystego i mułkowego, akumulowanego przez epizodyczne wody spływające ze strefy wododziałowej, co w warunkach peryglacialnych, przy braku pokrywy roślinnej stwarzało warunki do znacznej wydajności takich procesów i pokrycia tego typu osadami znacznych powierzchni. Na południowy zachód od wspomnianej wcześniej wydmy i torfowiska Rąbień zaznacza się obniżenie dolinne, będące źródłowym odcinkiem Bełdówki (dopływ Neru). W południowo-zachodnim obrzeżeniu torfowiska także zaznacza się obniżenie, opadające na południe do doliny Lubczyny (także dopływ Neru).

Bezpośrednie podłoże osadów biogenicznych torfowiska stanowią piaski zawierające materiał organiczny i piaski różnoziarniste z domieszką żwirów (rys. 3). Analiza obróbki ziaren kwarcu wykonana dla osadów podłoża utworów biogenicznych wykazuje dominację ziaren eolizowanych (RM do 56 %), przy kilkukilku- lub kilkunastoprocentowej zawartości ziaren błyszczących (rys. 4). Zmienne jest także uziarnienie tych osadów. Ich powstanie wiązać należy

z zimnymi warunkami plenivistulianu. Brak możliwości technicznych dokonania wierceń geologicznych w bezpośrednim podłożu osadów biogenicznych utrudnia wnioskowanie na temat genezy obniżenia torfowiska Rąbień. Jego postglacialne pochodzenie sugerowali Żurek (2005, 2009) oraz Marosik (2011). W podłożu wydmy zamykającej torfowisko od zachodu stwierdzono miąższą warstwę różnoziarnistych piasków z mułkami, które można uznać za plenivistuliańskie osady deluwialne. Głębiej nawiercone zostały mułki organiczne i torf, zalegający na mułkach wapnistych (gytii węglanowej?), których łączna miąższość dochodzi do około 3 metrów. Utwory te wstępnie skorelowane zostały z okresem wczesnego vistulianu lub interglacjału eemskiego. Poniżej występują już lekko gliniaste piaski i żwiry glacialnej genezy oraz szara glina zwałowa, których powstanie należy łączyć ze zlodowaceniem warty.

Wypełnienie misy torfowiska stanowią torfy i osady jeziorne. W 2010 roku wykonano kartowanie miąższości osadów biogenicznych torfowiska (331 sondowań przy pomocy szpili, 61 sondowań przy pomocy łaski holenderskiej). Pozwoliło ono udokumentować wartości od 0,2 do 6,2 m (rys. 3). Do analiz pobrano trzy rdzenie przy użyciu próbnika Instorf (R-III, R-IV i R-VII), zaś w centralnej części torfowiska, w miejscu największej miąższości pobrano rdzeń R-II przy pomocy sondy Więckowskiego. W tym rdzeniu warstwa torfów osiąga 1,8 metra, a osadów jeziornych do 4,4 metra. We wschodniej części torfowiska średnia miąższość osadów biogenicznych nie przekracza 1 metra, podczas gdy w zachodniej części obiektu miąższość torfu dochodzi do 1,4 metra, a miąższość osadów jeziornych do 0,6 metra. Osady jeziorne pozbawione są węglanu wapnia, zawierają znikomą ilość krzemionki biogenicznej (średnio ok. 8 %) oraz zmienną zawartość materii organicznej (od 8 do 80 %). Średnia zawartość krzemionki terygenicznej w osadach jeziornych w brzeżnych częściach złoża wynosi 42 % i jest nieco wyższa niż w części centralnej. Sedentacja torfów zachodziła w warunkach stosunkowo stabilnych procesów rzeźbotwórczych w otoczeniu torfowiska, ale wyróżnić można cztery okresy o zwiększonej zawartości krzemionki terygenicznej. Powierzchnia kopalnego jeziora (obliczona na podstawie zasięgu osadów jeziornych) wynosi 37,2 ha. Z kolei kubatura osadów jeziornych wynosi około 256 tys. m³, zaś objętość osadów torfowych jest prawie dwukrotnie wyższa i wynosi 480 tys. m³.

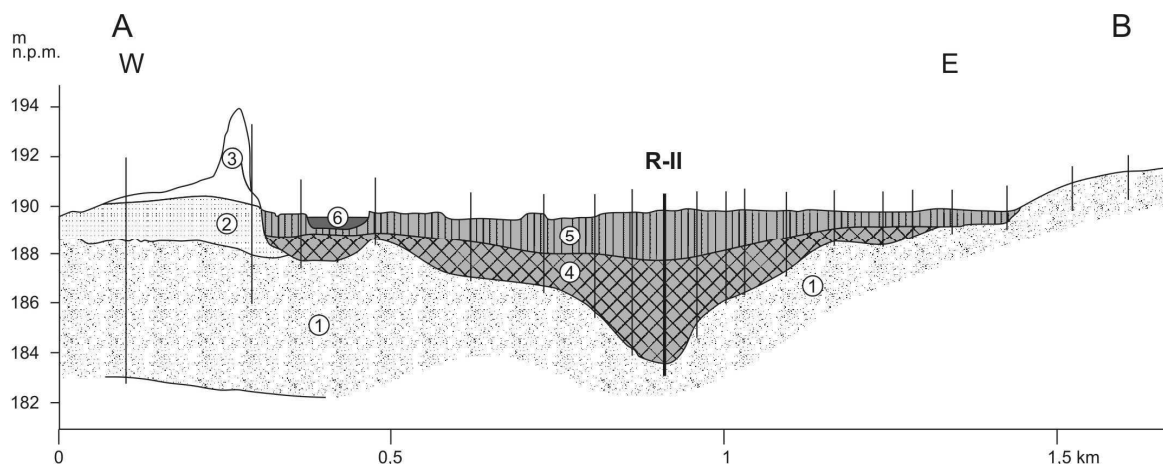


Rys. 2. Szkic geomorfologiczny otoczenia torfowiska Rąbień (wg Forysiak 2012)

1 – pagórki wodnolodowcowe; 2 – równiny rzeczno-peryglacialne; 3 – dna dolin; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – wydmy; 6 – stoki; 7 – doliny denudacyjne; 8 – torfowisko; 9 – cieki; 10 – linia przekroju geologicznego AB (rys. 3)

Geomorphological sketch of the Rąbień peatland surroundings

1 – fluviglacial hillocks; 2 – fluvial-periglacial plains; 3 – valley bottoms; 4 – aeolian sand sheets; 5 – dunes; 6 – slopes; 7 – denudational valleys; 8 – peatland; 9 – streams; 10 – line of geological cross-section AB (Fig. 3)

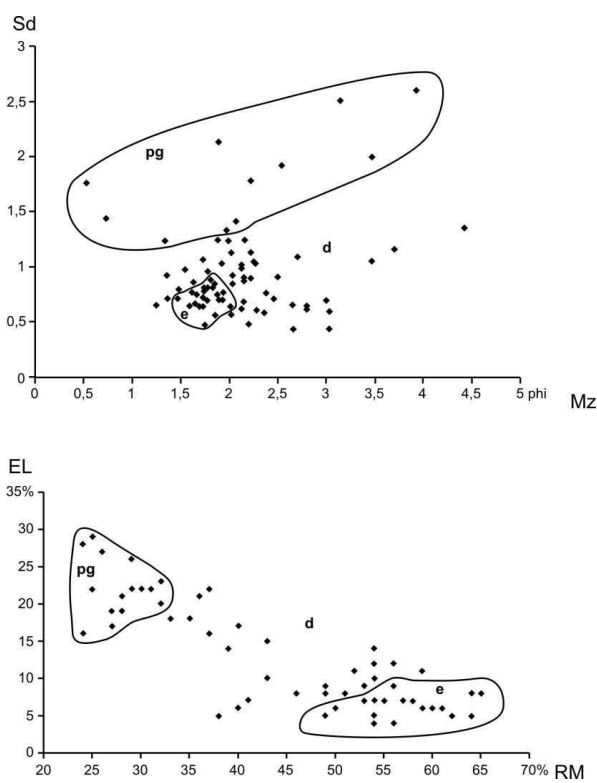


Rys. 3. Przekrój geologiczny przez torfowisko Rąbień (wg Forysiak 2012, zmieniony)

plenivistulian: 1 – piaski różnoziarniste z domieszką mułków i miejscami żwirów; późny vistulian/holocen: 2 – piaski eoliczne (pokrywa), 3 – piaski eoliczne w wydmach, 4 – gytia, 5 – torfy, 6 – woda

Geological cross-sections

Pleniweichselian: 1 – vari-grained sands with an admixture of silts and gravels; Late Weichselian/Holocene: 2 – aeolian sands (cover), 3 – aeolian sands in dunes, 4 – gyttja, 5 – peat, 6 – water



Rys. 4. Wyniki analiz osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folk i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe
pg – utwory glacyogeniczne; d – osady deluwialne; e – piaski eoliczne
b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące
pg – utwory glacyogeniczne; d – osady deluwialne; e – piaski eoliczne

Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation
pg – glaciogenic deposits; d – deluvial deposits; e – aeolian sands
b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – dull, glossy grains
pg – glaciogenic deposits; d – deluvial deposits; e – aeolian sands

PROFIL OSADÓW BIOGENICZNYCH W RDZENIU R-II I SKŁAD MAKROSZCZĄTKÓW ROŚLINNYCH

Poddany analizom rdzeń osadów biogenicznych R-II położony jest, jak już wspomniano, w centralnej części torfowiska, około 50 m na zachód od profili analizowanych wcześniej (Balwierz 2005; Kloss 2005). Profil R-II cechuje się następującym układem warstw:

- 0–5 cm, torf mszarny przejściowy, żywe torfowce R 5 % < ,
- 5–10 cm, torf mszarny przejściowy, zaroślowy (z drewnem) R 30 %,
- 10–20 cm, torf mszarny wysoki, zaroślowy (z drewnem) R 45 %,
- 20–170 cm, torf mszarny wysoki, torfowcowy kępowy R 35–50 %,
- 170–180 cm, torf mszarny przejściowy, torfowcowo-baginicowy R 25 %,
- 180–255 cm, gytia detrytusowa,
- 255–620 cm, gytia drobnodetrytusowa.

Analiza makroszczątków roślinnych wykonana dla odcinka rdzenia od 0 do głębokości 255 cm pozwoliła na wyodrębnienie czterech etapów rozwoju zbiornika (tab. 1).

Etap I – jeziorny (620–180 cm). W stropowej warstwie gytii obok szczątków *Scheuchzeria palustris* licznie zachowały się pozostałości hydrofitów, *Chara* sp., *Nuphar* sp. oraz *Potamogeton* sp.

Etap II – torfowiska przejściowego (180–170 cm). Wyznacza go stadium mszaru dolinkowego *Scheuchzeria-Caricetum limosae*. Zubożenie i zakwaszenie podłoża potwierdza obec-

ność torfowców oraz *Oxycoccus palustris*, *Eriophorum vaginatum* i *Scheuchzeria palustris*.

Etap III – mszaru wysokiego (170–10 cm), z trzema fazami rozwoju.

1. Faza mszaru kępowego *Sphagnetum magellanici typicum* (170–50 cm). Dominacja w fitocenozach torfowca magellańskiego oraz zanik minerotroficznych gatunków bagiennych, wskazują na całkowite uzależnienie rozwoju mokradła od opadów. Licznie występowały krzewinki m.in. *Oxycoccus palustris* i *Ledum palustre*.

2. Faza mszaru kępowego *Sphagnetum magellanici typicum* var. *Eriophorum vaginatum* (50–20 cm). Ze składu fitocenoz ustąpiły torfowce z sekcji *Acutifolia*. Gatunkiem występującym obficie była *Eriophorum vaginatum*. Wśród zarejestrowanych szczątków roślinnych pojawiło się drewno sosny i brzozy.

3. Faza zaroślowa mszaru wysokiego *Sphagnetum magellanici pinetosum* (20–10 cm). Wśród szczątków zwiększył się udział *Pinus sylvestris* i *Betula pubescens*. W składzie fitocenoz stwierdzono także *Eriophorum vaginatum* i *Ericaceae*. Ograniczeniu uległa obecność *Sphagnum magellanicum*.

Etap IV – mszaru przejściowego zaroślowego (10–0 cm). Na torfowisku rozwinęło się zbiorowisko *Betula pubescens* - *Sphagnum fimbriatum* - *Sphagnum fallax*. Nastąpiło dalsze obniżenie poziomu wód gruntowych co sprzyjało rozwojowi drzew. Siedlisko pod względem troficznym było nadal mało zasobne i kwaśne.

WSTĘPNE WYNIKI ANALIZY PALINOLOGICZNEJ

Z rdzenia osadów R-II z torfowiska Rąbień (dł. 630 cm) przygotowano laboratoryjnie oraz wykonano analizę palinologiczną 67 próbek. Opisane wyniki mają charakter wstępny, prace nad uszczegółowieniem obrazu pyłkowego trwają nadal. Na podstawie wykonanego na obecnym etapie badań przebiegu krzywych głównych gatunków lasotwórczych oraz udziału roślin zielnych wydzielono 10 lokalnych poziomów pyłkowych (L PAZ od R-1 do R-10). W spektrach pyłkowych poziomów od R-1 do R-4 (630–415 cm) zapisana jest późnoglacialna sukcesja roślinna, potwierdzona wynikiem datowania osadu z głębokości 585 cm na $12\,050 \pm 60$ lat (Poz-39372). Kolejne L PAZ (od R-5 do

R-10) przedstawiają rozwój szaty roślinnej w holocenie. Preborealny początek rozwoju zbiorowisk leśnych zapisany jest w R-5 (415–385 cm). L PAZ R-6 (385–315 cm) oraz R-7 (315–205 cm), zawierają zapis sukcesji roślinnej okresu borealnego i atlantyckiego, przy czym stropowe spektra R-7 mogą pochodzić już z okresu subborealnego. Liczne ziarna pyłku hydrofitów (*Nuphar*, *Nymphaea*) pojawiają się w poziomie R-7. Ten najintensywniejszy rozwój zbiorowisk roślinności wodnej wiązał się z procesami wypływania zbiornika i miał miejsce w okresie atlantyckim. Akumulacja osadów w środowisku wodnym zachodziła do okresu subborealnego, świadczy o tym obecność cenobiów

Tabela 1

Wyniki analizy makroszczątków roślinnych
Results of macrofossil plant analysis

Rąbień analizy M.Kloss		Udział makroszczątków roślinnych w %																												Catunek torfu	Zbiorowiska subfasyjne								
Głębokość [cm]	Stopień rozkładu [%]	<i>Sphagnum magellanicum</i>	<i>Sphagnum s. Sphagnum</i>	<i>Sphagnum fallax</i>	<i>Sphagnum angustifolium</i>	<i>Sphagnum cuspidatum</i>	<i>Sphagnum s. Cuspidata</i>	<i>Sphagnum fimbriatum</i>	<i>Sphagnum capillifolium</i>	<i>Sphagnum s. Acutifolia</i>	<i>Sphagnum subsecundum</i>	<i>Oxycoccus palustris</i>	<i>Ledum palustre</i>	<i>Andromeda polifolia</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Eriophorum vaginatum</i>	<i>Carex lasiocarpa</i>	<i>Carex rostrata</i>	<i>Carex sp.</i>	<i>Scheuchzeria palustris</i>	<i>Drepanocladus fluitans</i>	<i>Warnstorfia examinata</i>	<i>Stramineogon stramineum</i>	<i>Bryopsida</i>	<i>Pinus sylvestris</i> (drew no)	<i>Pinus sylvestris</i> (kora, igły)	<i>Betula pubescens</i> (drew no)	<i>Betula pubescens</i> (kora, liście)	korzenie drzew			<i>Potamogeton</i> sp. (liście, egzokarp)	<i>Chara</i> sp. (oospory)	<i>Nuphar</i> sp.(idioblasty, tkanki)	Hydrofity	Nieznane			
000-005	5<	+		80		+	+	+		+		2	+	+	+	+	1						10	+	+	+	2	+	+	1						4	żywe torfowce	<i>Sphagnum fallax</i>	
005-010	30	+		45		+	+	25		5		+	+		3	+						+	6	+	+	+	+	+	6							10	mszamy przejściowy zarostowy	<i>Sphagnum fallax- Sphagnum fimbriatum-Betula pubescens</i>	
010-020	45	3		33		2	+			2		+			5	35			+						+	2	+	3	+	5						10	mszamy wysoki zarostowy	<i>Sphagnetum magellanicum pinetosum</i>	
020-030	35	30		16		4	+					+	+	+	5	32			+	1	+				+	3	1	1								8	mszamy	<i>Sphagnetum magellanicum typicum</i>	
030-040	35	40		20		+	+					+	+		2	30				+	+				+	1	1									6	wysoki, torfowcowy kępowy	<i>Sphagnetum magellanicum typicum</i> var. <i>Eriophorum vaginatum</i>	
040-050	35	10		35			+			5		3			1	40										1										5		<i>Sphagnetum magellanicum typicum</i>	
050-060	40	45		20	3		+			2		5	+		1	15										1										8	mszamy wysoki, torfowcowy kępowy	<i>Sphagnetum magellanicum typicum</i>	
060-070	45	30		20	2		+			3		7	2		1	27									2											6			
070-080	50	25		25	2		+			3		9	1		2	25									3											5			
080-090	40	50		20	2		+			+		6	1		1	15									+											5			
100-110	40	43		22	3		+			2		4	+		1	20									+											5			
120-130	35	60		20	+		+			+		4	+		+	10									+											6			
140-150	35	70		10	+		+			+		5	+		1	10																				4			
150-160	30	65		10	4		+			1		8	2		2	4				+																4			
160-170	30	58		12	3		+			2		7	3		2	3					5															5			
170-180	25	35		12			3					3			1	+	1	+	2	35																8	mszamy przejściowy, torfowcowo-bagnicowy	<i>Scheuchzeria-Caricetum limosae</i>	
180-190																																					20		
205-215		2					3				+									10	60				+		+	+									5		
225-235							+													5	40				+		+	+									25		
245-255							+													5	15				+		+	+									40		
							+													+	10				+		+	+									40		

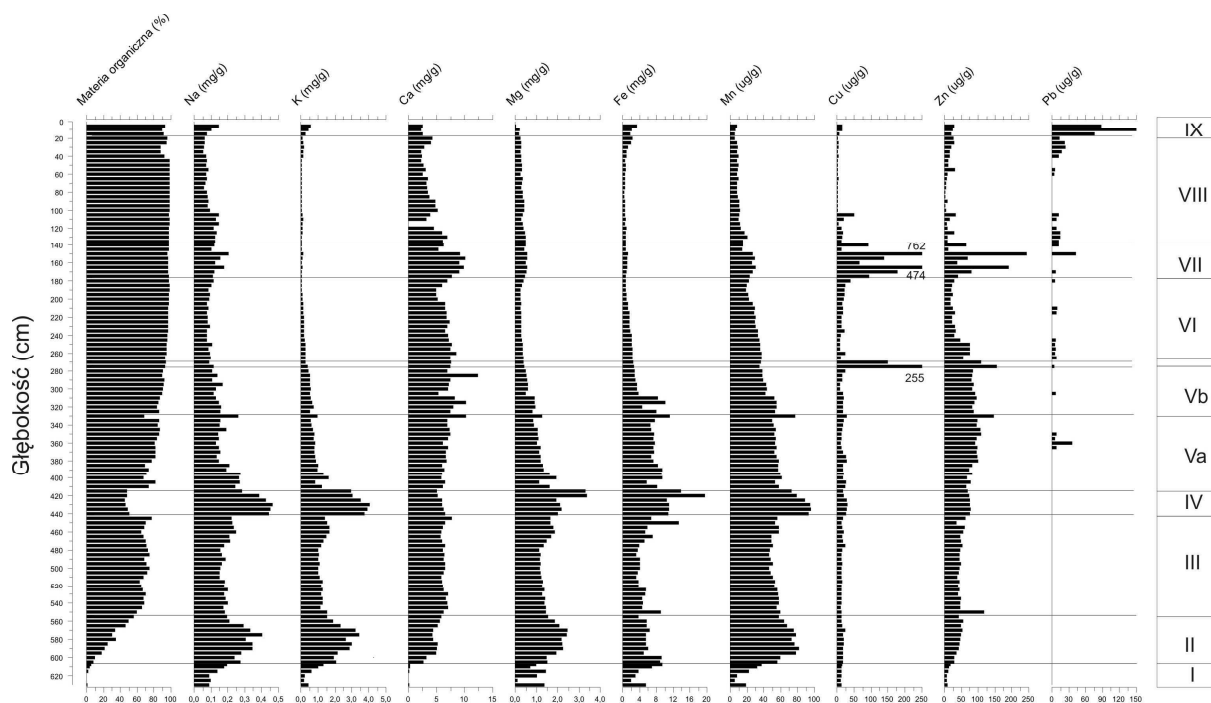
glonów z gromady zielenic. W okresie subborealnym w miejscu jeziora rozwinęło się torfowisko (mszar torfowcowy). W osadach rdzenia R-II pyłek roślinnych wskaźników antropoge-

nicznych pojawia się stosunkowo nielicznie, krzywe roślin pastwiskowych i ruderalnych obecne są od poziomu R-8, a ziarna pyłku zbóż dopiero w stropowej części tego L PAZ.

WYNIKI ANALIZY GEOCHEMICZNEJ

Analiza diagramu geochemicznego (rys. 5) pozwoliła na wydzielenie dziewięciu poziomów, różniących się istotnie pod względem składu chemicznego osadów. W procedurze grupowania próbek, z uwzględnieniem ich pozycji stratygraficznej, wykorzystano program komputerowy PAST. Analizując cały profil osadów ze stanowiska Rąbień, można stwierdzić, że zawartości niektórych oznaczanych metali są tutaj bardzo

istotnie dodatnio skorelowane (w ośmiu przypadkach). Dotyczy to szczególnie pierwiastków litofilnych, takich jak sód, potas i magnez, których udziały wykazują korelację zarówno między sobą, jak również z manganem i żelazem. W tych przypadkach wartości współczynników determinacji R^2 wahają się w granicach od 0,88 do 0,63.



Rys. 5. Diagram geochemiczny rdzenia R-II

Geochemical diagram of the R-II core

W całym profilu badanych osadów zaznacza się generalny spadek koncentracji pierwiastków litofilnych, począwszy od poziomu II ku górze, który jest zapisem zmian warunków akumulacji gytii glonowych i drobnodetrytusowych, a następnie od około 200 cm głębokości – torfów sfagnowych. Początkowo (poziomy II, III i IV), sedimentacja gytii odbywała się w warunkach zmiennej, choć stopniowo malejącej dostawy materii mineralnej do basenu jeziornego. Poziom R-IV formował się w okresie wyraźnego zwiększenia dostawy materii mineralnej przy jednoczesnym wzroście udziału głównych pierwiast-

ków litofilnych (Na, K i Mg), a także Fe i Mn. Ponadto, z analiz palinologicznych wynika, że w poziomie tym spada udział wierzby (*Salix*) na korzyść bylicy (*Artemisia*), co świadczy o zmianie warunków w kierunku klimatu bardziej suchego (stepowego), a zarazem możliwości dostawy eolicznej do basenu jeziornego (okres młodszego dryasu). Poziom R-V to okres stopniowego wzrostu zawartości materii organicznej, przy jednoczesnym spadku udziału pierwiastków litofilnych. W nieznaczny stopniu wzrasta jedynie udział Ca oraz Zn. W poziomie VI, przypadającym na okres stopniowego przejścia od wa-

runków jeziornych do bagiennych (torfowiska wysokiego) obserwuje się bardzo znaczący spadek zawartości K, Fe i Mn, przy niskim lecz dość stabilnym udziale Na i Mg. Na uwagę zasługuje poziom VII, z bardzo wysokimi zawartościami Cu i Zn. W poziomie R-IX, reprezentu-

jącym okres współczesny, można odnotować najwyższą koncentrację Pb, związaną z atmosferyczną dostawą tego pierwiastka do większości środowisk sedimentacyjnych, w związku z rozwojem motoryzacji oraz użytkowaniem paliw zawierających związki ołowiu.

INTERPRETACJA WYNIKÓW I DYSKUSJA

Prace geologiczne oraz paleoekologiczne wykonane w ciągu ostatnich kilkunastu lat na torfowisku Rąbień wykazały wysoką przydatność tego stanowiska do analiz stratygraficznych i paleogeograficznych. Prezentowany rdzeń osadów z centralnej części misy (R-II), leżący w przegłębieniu zbiornika, wykazuje znacznie większą miąższość niż rdzenie udokumentowane wcześniej (por. Balwierz 2005; Kloss 2005), ale sekwencja osadów jest w nich podobna. Podstawowa różnica to początek akumulacji biogenicznej w analizowanych profilach. Spąg osadów jeziornych w profilu R-II, o dużej – około 80 % zawartości materii mineralnej, może być korelowany z okresem najstarszego dryasu, kiedy formowana była najstarsza seria osadów eolicznych w strefie wydm, przylegających do zbiornika od zachodu (m.in. Dylikowa 1958; Marosik 2011). Podobny wiek zbiornika podaje Wasylikowa (1964, 2011) dla Witowa. W profilu usytuowanym na wschód od R-II, w płytszej części zbiornika, akumulacja osadów jeziornych rozpoczęła się zdaniem Balwierz (2005) w okresie allerödu, na piasku z udziałem humusu, związanym ze starszym dryasem. Sugestię tę podtrzymuje Marosik (2011), uznając, że zamknięcie zbiornika w obecnym kształcie wiąże się z główną fazą wydymotwórczą, lokowaną w starszym dryasie. Na obecnym etapie nie jest jeszcze możliwe precyzyjne wskazanie miejsca starszego dryasu w profilu R-II. Wydaje się jednak, że z następującym po nim ociepleniem allerödu można wiązać LPAZ R-3 i poziom geochemiczny R-III, ze stosunkowo wysoką i stabilną zawartością substancji organicznej. Bardzo wyraźnie w profilu geochemicznym zaznaczył się poziom R-IV. Formował się on w okresie wyraźnego zwiększenia dostawy materii mineralnej, przy jednoczesnym wzroście udziału głównych pierwiastków litofilnych oraz (Na, K i Mg), a także Fe i Mn. Z analiz palinologicznych wynika (Obremska 2011), że w poziomie tym spada udział wierzby (*Salix*) na korzyść bylicy (*Artemisia*), co świadczy o zmianie warunków w kierunku klimatu bardziej su-

chego (stepowego), a zarazem możliwości dostawy eolicznej do basenu jeziornego. Ten odcinek wiązać można z okresem młodszego dryasu. W profilu analizowanym przez Balwierz (2005) okresowi temu przypisano jedynie kilkucentymetrową warstwę gytii, a obraz sukcesji pyłkowej jest inny niż w pobliskim stanowisku Witów (Wasylikowa 1964). Być może świadczy to o znacznym wypłyceniu zbiornika w Rąbieniu i ograniczeniu jego zasięgu, a więc możliwym fragmentarycznym tylko zapisie młodszego dryasu w tym profilu. Wyraźny wzrost zawartości substancji organicznej w utworach jeziornych rdzenia R-II na początku geochemicznego poziomu Va, zbiega się z dolną częścią lokalnego poziomu pyłkowego R-5, związanym z okresem preborealnym. Dalsza akumulacja gytii detrytusowej odbywała się w warunkach klimatu borealnego i atlantyckiego, przy czym pod koniec tego okresu (poziom Vc), w momencie pojawienia się ciągłej krzywej graba (Obremska 2011), pojawia się skokowy wzrost zawartości Cu i Zn. Udział miedzi jest tutaj od 8 do ponad 10 razy większy aniżeli w pozostałej części poziomu V. Jednocześnie, poza wyraźnym wzrostem zawartości Zn, nie obserwuje się tu wyższych koncentracji pozostałych elementów. Z danych palinostratygraficznych można wnosić, że osady z poziomu Vc (265–275 cm) mogły się tworzyć w przedziale 5600–5800 lat cal. BP. Powstawały one bowiem w okresie pojawienia się ciągłej krzywej graba, co, jak wynika z danych pochodzących z GościąŜa (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998) a także Żabieńca (Balwierz 2010), przypada właśnie na ten okres. Tak wysoka koncentracja miedzi w osadach poziomu Vc wskazuje najprawdopodobniej na pierwszy wyraźniejszy wpływ człowieka na środowisko jeziora, stopniowo już wówczas zarastającego. Okres 5600–5800 lat BP to na omawianym obszarze przełom mezolitu i neolitu, dla którego stwierdzono w sąsiedniej wydymie ślady poziomu pożarowego (Marosik 2011), a także obecność paleniska na stanowisku archeologicznym sąsiadującym z torfowiskiem,

które Niesiołowska-Śreniowska i Płaza (2011) są skłonni wiązać z kulturą pucharów lejkowatych. W tym czasie, choć sporadycznie, były już używane wyroby miedziane (np. stanowisko Słonowice w woj. świętokrzyskim), a zapewne również barwniki mineralne, wykorzystywane chociażby do zdobienia ciała, z których część mogła być związana z takimi minerałami miedzi jak azuryt czy malachit, które występują w niezbyt odległych Górach Świętokrzyskich (np. Miedziana Góra).

Z punktu widzenia ewolucji zbiornika, istotne jest przejście z etapu jeziora do torfowiska, zapisane w rdzeniu R-II na głębokości około 180 cm i palinologicznie wydатовane na starszą część okresu subborealnego. W profilach położonych we wschodniej części torfowiska zmiana ta (zatorfienie części jeziora) nastąpiła wcześniej. Balwierz (2005) zmianę charakteru utworu koreluje z przełomem okresów atlantyckiego i subborealnego. Kloss (2005) na bazie profilu położonego w tej samej części torfowiska przejście gytii w torf niski dokumentuje oznaczeniem wieku – 7150 ± 50 lat BP, czyli w środkowej części okresu atlantyckiego.

Na uwagę zasługuje poziom geochemiczny R-VII, korelowany z okresem subborealnym, zapisany już w torfach, który być może reprezentuje warstwę związaną z przesuszeniem torfowiska, a być może z częściowym jego wypaleniem. W tym czasie wyraźnie wzrasta udział

ziaren pyłków wrzосу (*Caluna vulgaris*), a ponadto pojawiają się bardzo wysokie koncentracje niektórych pierwiastków, w tym zwłaszcza miedzi i cynku, a także wapnia. Jest wysoce prawdopodobne, że w tym okresie, w otoczeniu torfowiska rozwijała się gospodarcza działalność człowieka, związana z użytkowaniem wyrobów z brązu lub barwników mineralnych. W omawianym przedziale czasowym ewidentnie zaznacza się obecność ziaren pyłku roślin wskazujących na gospodarkę ludzką w otoczeniu zbiornika. Wahania krzywej ogólnej sumy pyłku drzew oraz udziału pyłku roślin uprawnych udokumentowała w młodszej części okresu subborealnego także Balwierz (2005).

Stropowa część serii torfów wysokich uległa przesuszeniu i zarówno Kloss (2005), jak i Balwierz (2005) określili ją jako mursz, stąd też interpretacja zapisu zmian środowiska na torfowisku w okresie subatlantyckim jest bardzo utrudniona. W profilu R-II sytuacja jest nieco lepsza, zwiększony stopień rozkładu wykazuje warstwa torfu mszarnego, zaroślowego, jej skład botaniczny sugeruje możliwość naturalnego obniżenia poziomu wody w czasie jego osadzania. Dopiero stropowa warstwa torfu przejściowego wskazuje na wyraźną ingerencję człowieka. Szczegółowa interpretacja paleoekologiczna tej części profilu będzie możliwa po zakończeniu prowadzonych jeszcze analiz.

WNIOSKI

Wyniki dotychczasowych badań pozwalają stwierdzić, że:

- torfowisko zajmuje formę o założeniach glacialnych, przekształconą w okresie vistulianu, zamkniętą przez zespół form eolicznych,
- obniżenie było zbiornikiem akumulacji biogenicznej prawdopodobnie już w okresie interglacjału eemskiego,
- w okresie plenivistulianu, w warunkach peryglacialnych, obniżenie było wypełniane utworami piaszczystymi i mułkowymi, ukształtowane zostały wówczas otaczające je również stoki i doliny denudacyjne,
- w późnym vistulianie obniżenie stanowiące górną część systemu denudacyjnego doliny Beldówki zostało odcięte przez migrujący

zespół form eolicznych i w tak ukształtowanej formie bezodpływowej powstało jezioro,

- jezioro na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego uległo całkowitemu złądowieniu, a torfowisko niskie przeszło następnie w przejściowe i wysokie,
- osady biogeniczne zawierają ciągły zapis zmian warunków środowiska (naturalnych i antropogenicznych) od najstarszego dryasu do współczesności,
- na wydmach pojawiły się grupy osadnicze, rozpoczynając trwający przez znaczną część holocenu proces jej adaptacji do celów bytowych.

LITERATURA

- Balwierz Z., 2005 – The history of vegetation of the Rąbień Mire region. *Monogr. Bot.*, 94: 135-144.
- Balwierz Z., 2010 – Analiza pyłkowa osadów torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.), Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-188.
- Dylikowa A., 1958 – Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 8: 233-268.
- Forsyś J., 2012 – Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 99: 164 ss.
- Forsyś J., Twardy J. 2006 – Charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. Przewodnik teren. Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”. Łódź: 23-26.
- Kloss M., 2005 – Identification of subfossil plant communities and paleohydrological changes in a raised mire development. *Monogr. Bot.*, 94: 81-116.
- Kloss M., 2007 – Roślinność subfosalna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach. Inst. Bad. Leśnictwa, Sękocin Stary: 141 ss.
- Kloss M., Żurek S., 2005 – Geology of raised mire deposits. *Monogr. Bot.*, 94: 65-80.
- Kucharski L., Kloss M., 2005 – Contemporary vegetation of selected raised mires and its preservation. *Monogr. Bot.*, 94: 37-63.
- Marosik P., 2011 – Wydyma i torfowisko Rąbień w Aleksandrowie Łódzkim w świetle badań geomorfologicznych. W: E. Niesiołowska-Śreniowska i in. (red.), Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 11-36.
- Niesiołowska-Śreniowska E., Płaza D.K., 2011 – Obozowiska ze starszej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim. W: E. Niesiołowska-Śreniowska i in. (red.), Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 65-142.
- Obremska M., 2011 – Wyniki analiz palinologicznych osadów torfowisk dolinnych w regionie łódzkim. Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu UŁ, Łódź.
- Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Demske D., 1998 – Holocene regional vegetation history recorded in the Lake Gościąg sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.), Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study. Part 1. Inst. Bot. PAN, Kraków: 202-225.
- Wasylikowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Peryglacjalny*, 13: 261-417.
- Żurek S., 2005 – Abiotic natural environment in the area of selected raised mires. *Monogr. Bot.*, 94: 19-36.
- Żurek S., 2009 – Rozwój torfowisk wysokich Polski w rzeźbie młodoglacjalnej, staroglacjalnej, wyżynnej i górskiej. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom V. Seria Geografia, 88. Wyd. UAM: 645-673.

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF THE RĄBIEŃ PEATLAND AND PRELIMINARY RESULTS OF INVESTIGATIONS OF BIOGENIC SEDIMENTS

SUMMARY

Abstract. The Rąbień peatland is located within the Łaska Plateau, approximately 11 km west of the centre of the city of Łódź. The geological and palaeological studies conducted there for the last dozen years permitted obtaining thorough knowledge on the deposits of biogenic sediments, with a thickness reaching 6.2 m. The peatland's basin and its surroundings constitute an interesting example of a geomorphological form closed by a sequence of dunes. The peatland's substratum contains older organic and deluvial sediments. The mass of biogenic sediments is composed of two main series: limnic sediments at the bottom, and peats in the uppermost part. The palaeobotanical studies conducted so far confirm the continuous character of the biogenic accumulation from the Oldest Dryas to the modern times. The record of environmental changes in the sediments

studied reveals the influence of natural factors on the habitat's development, but also anthropogenic factors, recorded in the study area from the Mesolithic.

Key words: geomorphology, biogenic sediments, peatland, Łódź Region

The Rąbień peatland is located within the Łask Plateau, approximately 11 km west of the centre of the city of Łódź, in the direct vicinity of the watershed between the catchments of the Vistula and Odra Rivers. Geological and palaeobotanical studies have been conducted on the peatland for a dozen or so years. In the late 1990's, in the scope of archaeological works carried out in the area of dunes adjacent to the peatland, a dozen or so corings were performed on the peatland. A profile with biogenic sediments with a thickness of 3.25 m was determined, with gyttjas at the bottom, and peats in the uppermost part (Marosik 2011). In the scope of a programme of studies on raised bogs in Poland, further corings were performed, confirming the previous results (Kloss 2005, 2007; Kloss, Żurek 2005; Kucharski, Kloss 2005). In 2010, detailed geological mapping of the peatland was undertaken, permitting for the determination of the deepening of the peatland's basin, where the thickness of biogenic sediments reaches as much as 6.2 m. Sediments were sampled and subject to palaeoecological analyses.

The peatland studied occupies a closed-drainage depression, closed to the west and north by dunes, and to the east and south adjacent to slopes of glaciogenic landforms transformed by denudational processes. The migration of dunes in the Late Vistulian resulted in the development of the final shape of the depression. The peatland's basin is reached to the east by a small denudational valley, earlier connected with the upper section of the Beldówka River valley, draining the area west of the peatland.

Core R-II was sampled at the place of maximum thickness of biogenic sediments. The core was subject to palaeoecological analyses (plant macrofossils, palynological, geochemical, and palaeozoological analyses) and radiocarbon dating. The results obtained so far permit the determination of four stages of the peatland's development:

- lake (620–180 cm) – at the time of deposition of detritus gyttja,
- transitional mire (180–170 cm) – as a result of functioning of a hollow mire,

- raised bog (170–10 cm) with phases of a hummock mire and raised shrub bog,
- transitional mire (10–0 cm) as a result of the development of a transitional shrub bog.

Results of geochemical analyses permitted distinguishing nine horizons differing significantly in terms of the chemical composition of sediments. At first (horizons II, III, and IV), sedimentation of gyttjas occurred in the conditions of variable, although gradually decreasing supply of mineral matter to the lake's basin. Horizon R-IV developed in the period of a substantial increase in the supply of mineral matter, with a simultaneous increase in the contribution of the main lithophilic elements. Horizon R-V represents the period of a gradual increase in the content of organic matter. In horizon VI, correlated with the period of gradual transition from limnic to wetland conditions (raised bog), a significant decrease in the content of K, Fe, and Mn is observed. In horizon VII, very high concentrations of selected elements appear, particularly including copper and zinc, as well as calcium. It is probable that in that period, in the vicinity of the peatland, human economic activity developed. In horizon R-IX, representing the modern times, the highest Pb concentration occurs.

Studies completed so far permit drawing several conclusions:

- the peatland occupies a landform of glacial origin, it functioned in the period of the Eemian Interglacial, in the period of the Plenivistulian in periglacial conditions the depression was largely filled with sandy and silty formations,
- in the Late Vistulian, the depression was cut off by a migrating system of aeolian landforms, and a lake developed in the resulting closed-drainage landform,
- the lake at the turn of the Atlantic and Subboreal was subject to total terrestrialisation, and the fen developed into a transitional, and then raised bog,
- the biogenic sediments contain a continuous record of changes in environmental conditions (natural and anthropogenic) from the Oldest Dryas to the modern times.

ROLA ZMIAN KLIMATU, DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA I TEKTONIKI W PÓŻNOCZWARTORZĘDOWEJ EWOLUCJI DOLINY DNIESTRU NA PRZEDPOLU WSCHODNICH KARPAT (ZACHODNIA UKRAINA)

ZARYS TREŚCI

Datowane stanowiska dokumentują występowanie w dolinie górnego Dniestru i Stryja terasy vistuliańskiej oraz 3-4 teras holocenijskich, a także oddzielnych włożeń aluwialnych i systemów paleokoryt w obrębie równiny zalewowej, datowanych na 15 000–16 000 BP, 12 000–11 000 BP, młodszy dryas, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, 3500–3000 BP, 2100–1700 BP, a także V–VII w. AD, X–XII w., XIV–XVI i ostatnie 150–200 lat. Wydzielone w dolinie Dniestru i jego dopływach włożenia aluwialne dobrze korelują z wcześniej stwierdzonymi fazami dużej aktywności fluwialnej w dolinie górnej Wisły, Wisłoki, Wisłoka i Sanu na przedpolu Karpat Zachodnich. Rosnąca ilość stanowisk w dolinie Dniestru i Stryja wskazuje na występowanie obok siebie faz wzmożonej akumulacji powodziowej uwarunkowanych zwilgoceniem lub/i ochłodzeniem klimatu (młodszy dryas, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, V–VII w. AD), faz związanych z ingerencją człowieka (okres rzymski, X–XII w., XIX–XX w.), jak i faz nakładania się na siebie obu czynników (mała epoka lodowa).

Rozcinanie profilu podłużnego teras Dniestru postępujące od brzegu gór w dół biegu rzeki w kierunku Kotliny Górnego Dniestru, wskazuje na wzrost miąższości facji osadów pozakorytowych. Nastęstwo odcinków z przewagą procesów erozji rzecznej u brzegu gór i zwężeń dolinnych i agradacji w kotlinach sugeruje, że na ewolucję profilu podłużnego Dniestru, miały wpływ nie tylko zmiany klimatu i działalność człowieka ale również ruchy neotektoniczne – podnoszące w Karpatach Wschodnich i ruchy wginające w kotlinach. Efektem złożoności czynników w różnych regionach, a zatem różnych odcinkach profilu podłużnego doliny Dniestru są wydzielone typy ewolucji stożków i odcinków dolin.

Słowa kluczowe: fazy powodzi, ingerencja człowieka, Dniestr, typy stożków, Wschodnie Przedkarpacie

WPROWADZENIE

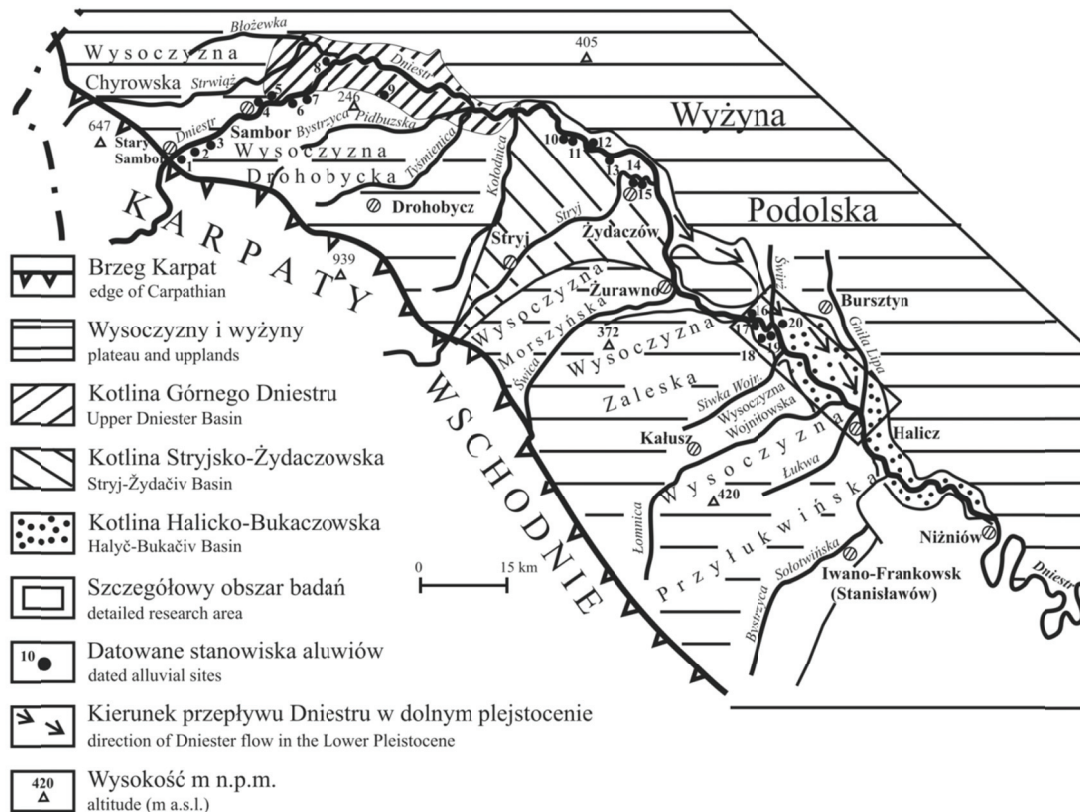
Analiza profilu podłużnego doliny Dniestru i jego karpackich dopływów na przedpolu Karpat Wschodnich wykazuje ich znaczne zróżnicowanie pod względem szerokości dna, spadku, sekwencji teras, a także rozcięć i włożeń aluwialnych. Obszar Wschodniego Przedkarpacia charakteryzuje się występowaniem w przewadze rzek meandrujących, płynących swobodnie po szerokich dnach dolin, wypełnionych aluwiami teras plejstocenijskich i holocenijskich, które były przedmiotem szczegółowych badań. Podczas powodzi erozja boczna powoduje podcinanie brzegów, co pozwala na obserwację budowy teras i badanie stratygrafii włożeń aluwialnych.

Celem artykułu jest zatem analiza zapisu rytmicznych zmian klimatu i działalności człowieka w sekwencji teras i włożeń aluwialnych w dolinie Dniestru od wylotu z Karpat do Ko-

tliny Halicko-Bukaczowskiej (rys. 1). Dokonano korelacji faz powodzi w dolinie Dniestru i na stożku Stryja z zapisem wilgotnych i chłodnych faz klimatu w holocenie (Steinhilber i in. 2009), jak również z zapisem faz osadnictwa (Machnik i in. 2006) i działalności człowieka odzwierciedlonej w diagramach pyłkowych (Harmata i in. 2006). Podjęto także próbę typologii ewolucji (transformacji) odcinków dna doliny Dniestru i jego karpackich dopływów w późnym vistulianie i holocenie. Miały na to wpływ różne czynniki, których znaczenie ulegało zmianie w profilu podłużnym doliny. Największą rolę odgrywały zmiany klimatu, decydujące o reżimie przepływu, a także o warunkach dostawy i transportu rumowiska, modyfikowane przez narastającą w ostatnim tysiącleciu ingerencję człowieka.

* Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, Katedra Geografii, ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów.

** Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Doroszenka 41, 79000 Lwów, Ukraina.



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Dniestru i lokalizacja datowanych profili aluwii (oprac. P. Gębica i A. Jacyszyn)

stanowiska: 1 – Sozan, 2 – Torhanowyczi, 3 – Bereznica, 4 – Sambor II, 5 – Sambor I, 6 – Krużyki I, 7 – Krużyki IV, 8 – Hordynja II, 9 – Majnycz II, 10 – Nadetyczy II, 11 – Nadetyczy I, 12 – Czernica, 13 – Kijewiec, 14 – Żydaczów-Miasto, 15 – Żydaczów-Dacze, 16 – Kozary I, 17 – Cwítowa, 18 – Łuka II, 19 – Łuka I, 20 – Tenetniki

Geomorphological sketch of the Dniester valley and location of dated alluvial profiles (elab. by P. Gębica and A. Jacyszyn)

1 – 20 – sites

OBSZAR BADAŃ

Badany odcinek doliny Dniestru położony jest na obszarze Wschodniego Przedkarpacia, którego zachodnią granicę wyznacza próg Karpat a wschodnią Wyżyna Podola (rys. 1). Na obszarze Przedkarpacia Dniestr i jego karpackie dopływy oddzielone są wysoczyznami (335–420 m n.p.m.) zbudowanymi z osadów miocenu, przykrytymi aluwiami żwirowymi, resztkami glin lodowcowych w części zachodniej i otulone w stropie lessiem (Łanczont, Boguckij 2002; Jacyszyn i in. 2011). Miąsże pokrywy lessu stanowiły po wylesieniu główne źródło osadów pozakorytowych. Dniestr o długości 1360 km i powierzchni dorzecza 72 100 km², jest jedną z największych rzek mających źródła w Karpatach. Wypływa u podnóża głównego grzbietu Beskidów Wschod-

nich (Bieszczad) na wysokości 913 m n.p.m., płynie przez Ukrainę i Mołdawię i uchodzi na południe od Odessy limanem do Morza Czarnego. Spadek koryta Dniestru w Karpatach wynosi 7–9 %, u wylotu z Karpat między Starym Samborem a Kotliną Górnego Dniestru zmniejsza się do 2 %, a poziom wody podczas powodzi sięga 5-6-metrowej terasy zalewowej. Poniżej Sambora Dniestr i jego dopływy: Strwiąż, Bystrzyca, Tyśmienica uchodzą do zapadliskowej Kotliny Górnego Dniestru, która według badań Cysa (1952) i Krawczuka (1999) rozciąga się od ujścia Strwiąża do ujścia Świcy i dzieli się na Kotlinę Samborską (dawniej zwaną Błotami Samborskimi) i Kotlinę Stryjsko-Żydaczowską (por. rys. 1), opisaną po raz

pierwszy przez Rudnickiego (1907). Poniżej Kotliny Dniestr płynie zwężeniem dolinnym mającym cechy przełomu, nazwanego przez Czyżewskiego (1928) przełomem żurawieńskim. Od wylotu z przełomu żurawieńskiego do Nizinowa Dniestr płynie na obszarze Kotliny Halicko-Bukaczowskiej. Od Nizinowa zaczyna się jarowy (kanionowy) odcinek doliny Dniestru o przebiegu meandrowym, powstały wskutek wcinania się Dniestru w podnoszoną tektonicznie

płytę Podola. W kotlinowatych rozszerzeniach doliny Dniestru zachowane są terasy i włożenia aluwii z plejstocenu i holocenu. Zgodnie z ukraińskim schematem stratygraficznym (Krawczuk 1999) terasę V o wysokości 50–70 m nad koryto Dniestru należy wiązać z dolnym plejstocenem, terasę IV (35–50 m) ze środkowym plejstocenem. Terasa III (15–25 m) i terasa II (8–15 m) pochodzą z górnego plejstocenu, terasa I (2,5–4 m) z holocenu.

HISTORIA, ORGANIZACJA I METODY BADAŃ

Przed II wojną światową badania teras i aluwii doliny Dniestru prowadzili polscy badacze czwartorzędu (Łomnicki 1905; Romer 1906; Czyżewski 1928; Teisseyre 1933, 1938). Po wojnie wyrwykowe badania teras holocenijskich i torfowisk prowadzili badacze ukraińscy (Afreimow 1970; Demedjuk, Sokurov 1974; Palienko 1974). Badania pokryw lessowych na terasach Dniestru na obszarze Naddniestrza Halickiego prowadzili Łanczont i Boguckij (2002). Szczegółowo były analizowane i datowane palinologicznie starorzeczne aluvia wieku eemskiego przykryte górnoplejstocenijskimi lessami w profilu reperowym Kołodijew w terasie 11–15-metrowej u ujścia Siwki Wojniłowskiej do Dniestru (Demediuk, Hrystoforowa 1975; Łanczont, Boguckij 2007).

U schyłku XX w. i na początku XXI w. w ramach interdyscyplinarnego projektu badawczego, nawiązującego do ekspedycji archeologicznych, zbadano w Kotlinie Górnego Dniestru i jego karpackich dopływów: Strwiąża i Bystrzycy Pidbuzkiej kilkanaście stanowisk aluwii i kilka torfowisk, i datowano je metodami: radiowęglową, palinologiczną i archeologiczną (Budek i in. 2001; Harmata i in. red. 2006). Stwierdzono wzrost działalności rzek na pograniczu okresów atlantyckiego i subborealnego oraz w okresie rzymskim i w średniowieczu (Starkel, Jacyszyn 2006). Równocześnie w trzech odcinkach doliny Dniestru (poniżej Kotliny Górnego Dniestru) prowadzili badania badacze niemieccy (Huhmann, Brückner 2002; Huhmann i in. 2004), którzy wyróżnili 2 terasy z późnego plejstocenu i 7 różnowiekowych poziomów teras holocenijskich, m.in. na podstawie analizy stopnia dojrzałości gleb madowych oraz datowania metodą radiowęglową fragmentów drewna i pojedynczych czarnych dębów. Autorzy nie wzięli jednak pod uwagę redepozycji subfosylnych pni drzew, a ponadto brak jest szczegóło-

wej lokalizacji datowanych profili. Redepozycja pni ma miejsce wówczas, kiedy ze starszych aluwii wymywane są subfosylne pnie, transportowane następnie przez rzeką na niewielką odległość i powtórnie akumulowane w młodszych osadach korytowych. Wówczas w aluviach na kontakcie bruku korytowego i odsypów powstają nagromadzenia „czarnych dębów” z różnowiekowymi generacjami redeponowanych pni, zaś w wyżej leżących odsypach piaszczystych zagrzebane są najmłodsze pnie datujące aluvia (Kallicki, Krąpiec 1996).

W latach 2006–2008 w ramach projektu badawczego KBN Nr 2P04E 02729 pt. „Stratygrafia aluwii i fazy holocenijskich powodzi w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru (w oparciu o metody sedimentologiczne, dendrochronologiczne i radiowęglowe)”, obszar badań poszerzono o kilkanaście nowych stanowisk aluwii, położonych zarówno w dolinie dolnego Strwiąża, jak i w dolinie górnego Dniestru u wylotu z Karpaczu, a także w Kotlinie Górnego Dniestru i w wybranych stanowiskach poniżej Kotliny. Występujące w tych stanowiskach kopalne pnie drzew, fragmenty drewna i osady organiczne były datowane przy pomocy metody radiowęglowej, dendrochronologicznej i analiz palinologicznych. Nowe profile w powiązaniu z wcześniej datowanymi stanowiskami, wskazywały na złożoną budowę równin zalewowych tych rzek i na obecność włożeń z późnego vistulianu, okresu atlantyckiego, z okresu II–I tysiąclecia BC i z I tysiąclecia AD (Starkel i in. 2009; Gębica i in. 2011; Gębica i in. w druku). Badania były kontynuowane po ukończeniu grantu, m.in. w dolinie Bystrzycy Pidbuzkiej, dolinie Dniestru i Stryja koło Żydaczowa w ramach badań własnych Katedry Geografii Wyższej Szkoły Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie. Dzięki współpracy z archeologami z Uniwersytetu Rzeszowskiego i paleobotanikami z Uniwersytetu

Jagiellońskiego możliwe było wykonanie wierceń i pobranie rdzeni torfowych w starorzeczach Dniestru w Łuce i Ćwitowej. W roku 2011 w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego Nr NN306 691640 pt. „Zapis holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka w aluwialnych dolinach przedpola Wschodnich Karpat”, opisano kilka nowych profili aluwialnych z subfossilnymi pniami na stożku Stryja w Żydaczowie. Wykonano wiercenia i pobrano około 350 próbek do analizy granulometrycznej, palinologicznej, dendrochronologicznej i datowania radiowęglowego. Łącznie w 20 prezentowanych stanowiskach wykonano 37 datowań radiowęglowych próbek torfu, fragmentów drewna i kopalnych pni, z których 21 datowań, dotychczas niepublikowanych, zostało wykonane przez M. Krapca

w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa i 4 datowania ^{14}C AMS w profilu Ćwitowa przez T. Goslara w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym (tab. 1). Pozostałe datowania zostały wykonane przez A. Pazdur w Zakładzie Zastosowań Radioizotopów Politechniki Śląskiej w Gliwicach i N. Kowaliuka w Laboratorium w Kijowie. W wybranych profilach M. Boniecki i D. Płoskonka przeprowadzili analizy składu granulometrycznego z zastosowaniem aparatu laserowego firmy Fritsch i metody sitowej w Laboratorium Gleboznawczym Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego i w Zakładzie Badań Geośrodowiska PAN w Krakowie.

STOŻEK DNIESTRU U WYLOTU Z KARPAT

W dolinie Dniestru, u wylotu z Karpat między Starym Samborem i Samborem występuje system plejstocenijskich i holocenijskich teras-stożków (rys. 2). Poniżej terasy (II) vistuliankiej o wysokości 12–14 m nad koryto Dniestru, odsłania się w Sozaniu profil terasy holocenijskiej (I) o wysokości 10–11 m. Na cokole skalnym wysokości 1 m zalega pokrywa żwirów z fragmentami drewna datowanymi w środkowej części profilu na 8720 ± 90 BP (Ki-7861) (rys. 2), a zatem jest to stożek-terasa wieku późnoglacialno-wczesnoholocenijskiego (Jacyszyn i in. 2006). W odsłonięciu tej terasy w Torhanowyczach na cokole ilów neogeńskich leżały żwiry korytowe, ścięte na wysokości 1,5 m powierzchnią erozyjną z toczeniami mułkowymi zawierającymi fragmenty redeponowanych drewniek datowanych na $32\,900 \pm 400$ BP (Ki-13393). Na tym odcinku doliny koryto Dniestru jest sztucznie zmienione i pogłębione wskutek intensywnej eksploatacji żwirów.

W dół biegu rzeki występuje już system teras zalewowych, osiągających wysokość 5–6 m (maks. 7 m) i 2–4 m nad poziom koryta Dniestru. Terasy te nie mają cokołu skalnego. W profilu 2–4-metrowej terasy żwirowej w Bereżnicy redeponowany pień dębu został datowany na 3710 ± 50 BP (Ki-15261) (2230–1940 cal. BC), natomiast próbka drewna leżąca w mułkach starorzecznych na głębokości 2,30 m została datowana na 1060 ± 40 BP (Ki-15250) (890–1030 cal. AD) (Gębica i in. w druku). Zatem stropowe włożenie aluwialnych teras 2–4-metrowej reprezentuje sedimentację korytową z IX–X wieku.

Poniżej Sambora Dniestr posiada mniejszy spadek i jego koryto meandruje, podcinając lewo-brzeżne terasy zalewowe o wysokości 2–4 m i 5–6 m. W profilu Sambor I terasy 5-metrowej pod osadami wału przykorytowego odsłaniały się na głębokości 2,0–4,75 m mułki ilaste i ility starorzeczne z substancją organiczną datowane na głębokości 3,8 m na $15\,200 \pm 100$ BP (Ki-15242) (rys. 3). Zatem pod młodymi aluwialnymi powodziowymi występuje ostatnie osadów starorzecznych pochodzący z późnego vistulianu. Na lewym brzegu rzeki odsłaniał się profil Sambor II reprezentujący budowę 3–4-metrowej terasy zalewowej, w którym pozakorytowe osady naturalnego wału brzegowego miąższości 2 metrów były nałożone na osady korytowe zawierające fragmenty drewniek i pnie drzew datowane na głębokości 2,7–2,8 m na 890 ± 40 BP (Ki-15252) (1020–1240 cal. AD). Zatem aluwia pozakorytowe terasy 3–4-metrowej reprezentują akumulację powodziową z XI–XII w (Gębica i in. w druku).

Datowane stanowiska dokumentują występowanie w dolinie Dniestru u wylotu z Karpat systemu teras-stożków, złożonych z szeregu rozcięć i włożeń aluwialnych, datowanych na późny vistulian, wczesny holocen (8700–8000 BP) i okres średniowiecza (X–XII w.). Występowanie cokołu skalnego w terasie holocenijskiej 10–11-metrowej może świadczyć o podnoszeniu tektonicznym Wschodnich Karpat i przylegającej do niego części Przedkarpacia (Hofsztejn 1964). Możliwe jest, że odsłonięcie cokołu skalnego związane jest z pogłębieniem koryta w wyniku intensywnej eksploatacją żwirów z dna koryta.

KOTLINA GÓRNEGO DNIESTRU

Kotlina Górnego Dniestru rozciąga się po obu stronach Dniestru i wnika w ujściowe odcinki dolin: Błóżewki, Strwiąża, Bystrzycy Pidbuzskiej, Tyśmienicy i Wereszycy, a także innych mniejszych rzek dopływów Dniestru. Jej długość od północnego zachodu od doliny Błóżewki do południowego wschodu do doliny Kołodnicy wynosi prawie 50 km, szerokość od 8–9 km na północy do 1,5–2 km na południu. Ograniczona jest wyraźnymi krawędziami o wysokości od 10–12 m do 30–40 m. Od północy graniczy z obszarem międzyrzecza Dniestru i Sanu, od zachodu z Wysoczyzną Chyrowską, od południa z Wysoczyzną Drohobycką (por. rys. 1).

W kotlinie rozwinięte są trzy terasy, najwyższa do 10 m wysokości terasa vistuliańska (II) (na międzyrzeczu Błóżewki i Strwiąża) oraz dwie niższe terasy zalewowe 5–6 m (maks. 7 m) i 2–4 m nad koryto Dniestru. U wlotu do kotliny, w profilu Krużyki I terasy 6–7-metrowej Dniestru pod piaszczysto-pylastymi osadami naturalnego wału brzegowego, występował na głębokości 2,8–3,1 m torf kopalnego starorzecza Dniestru, od 3,1–5,25 m ility starorzeczne i na głębokości 5,25–5,5 m piaski pozakorytowe przewarstwiane mułkiem organicznym datowanym w spągu na 9750 ± 70 BP (Ki-9022), a więc okres preborealny. Data ze stropu torfu 890 ± 70 BP (Ki-9021) (1020–1260 cal. AD) i stwierdzone w diagramie palinologicznym ziarna pyłku zbóż i roślin synantropijnych (Jacyszyn i in. 2006) wskazują, że akumulacja aluwiiów powodziowych na 6–7-metrowej terasie rozpoczęła się w XI–XII w. i ma związek z wylesianiem i uprawą ziemi we wczesnym średniowieczu. Dokładnie w tym samym czasie (1020–1240 cal. AD) były deponowane aluwia korytowe z pniami drzew w terasie 2–4-metrowej w Samborze. W leżącym dalej na północny wschód profilu Krużyki IV (por. rys. 1), poniżej 6–7-metrowej terasy występuje włożenie aluwiiów terasy zalewowej wysokości 5 m, zbudowane z piasków i mułków miąższości 4,25 m, wskazujące na sedymentację powodziową w facji naturalnych wałów brzegowych. W spągu włożenia, w piaskach pylastych sięgających poziomu koryta, spoczywał pień obrobiony przez człowieka. Data z pnia 400 ± 35 BP (Ki-15324) (1440–1620 cal. AD) wskazuje na młodą XV–XVI-wieczną akumulację powodziową w obrębie koryta Dniestru (Gębica i in. w druku).

W południowo-zachodniej (marginalnej) części Kotliny w profilu torfowiska Majnycz I torf miąższości 5 m był datowany w spągu na 7140 ± 80 BP (Ki-7551), a więc okres atlantycki. Wyżej leżące torfy z wkładkami gytyi reprezentują okres atlantycki, subborealny i subatlantycki, i wskazują na okresowe podtopienia równiny związane z wilgotniejszymi fazami (6700–6300 BP, 4600–4000 BP i 3100–2800 BP). Stwierdzone w diagramie palinologicznym ziarna pyłku zbóż i roślin ruderalnych, a także pobliskie stanowiska archeologiczne wskazują na obecność człowieka w tym rejonie w neolicie, wczesnej epoce brązu, okresie rzymskim i we wczesnym średniowieczu (X–XIII w.) (Harmata i in. 2006). 0,5 km na północ, w kierunku współczesnego koryta Dniestru, w profilu wiercenia Majnycz II przewiercono do głębokości 4,9 m pyły piaszczyste i mułki reprezentujące osady naturalnego wału przykorytowego, od 4,9–5,5 m piaski korytowe leżące na torfie starorzecznym datowanym w stropie na głębokości 5,6 m na 5410 ± 70 BP (Gd-12148), a w spągu na głębokości 6,5 m na 7530 ± 110 BP (Gd-12147), a więc podobnie jak w profilu Majnycz I (Harmata i in. 2006). Leżące pod torfem mułki wskazują, że koryto Dniestru zostało odcięte kilkaset lat wcześniej, prawdopodobnie w czasie częstych powodzi 8500–7800 BP (Starkel 2001). Pod koniec okresu atlantyckiego (5400 BP) wody powodziowe Dniestru sięgały centralnej części równiny i złożyły na torfach piaski korytowe. Późniejsze przesuwanie koryta ku północy spowodowało nadbudowę równiny szerokim wałem przykorytowym.

W części centralnej równiny, w pobliżu ujścia Strwiąża, został opisany profil wiercenia Hordynja II (Jacyszyn i in. 2006). Pod pyłami pozakorytowymi występował na głębokości 0,8–2,1 m torf datowany w spągu na 1910 ± 120 BP (Gd-14049), w stropie na 620 ± 110 BP (Gd-10929) (1160–1490 cal. AD), wskazujący na fosylizację kopalnego starorzecza Dniestru osadami powodziowymi w XIV–XV w. W XVIII i XIX w. Dniestr płynął tutaj licznymi zakolami bardziej na północ w kierunku Strwiąża. W końcu XIX w. został wykonany sztuczny przekop ścinający zakola północnego zakrętu rzeki i wtedy koryto Dniestru zostało wyprostowane i obwałowane. Spowodowało to wcinanie koryta Dniestru na odcinku Hordynja-Kornałowicze, które osiągnęło wartość 0,6–1,2 m (Jacyszyn i in. 2011).

Wiek radiowęglowy próbek z doliny Dniestru i Stryja
Radiocarbon age of samples from Dniester and Stryj river valleys

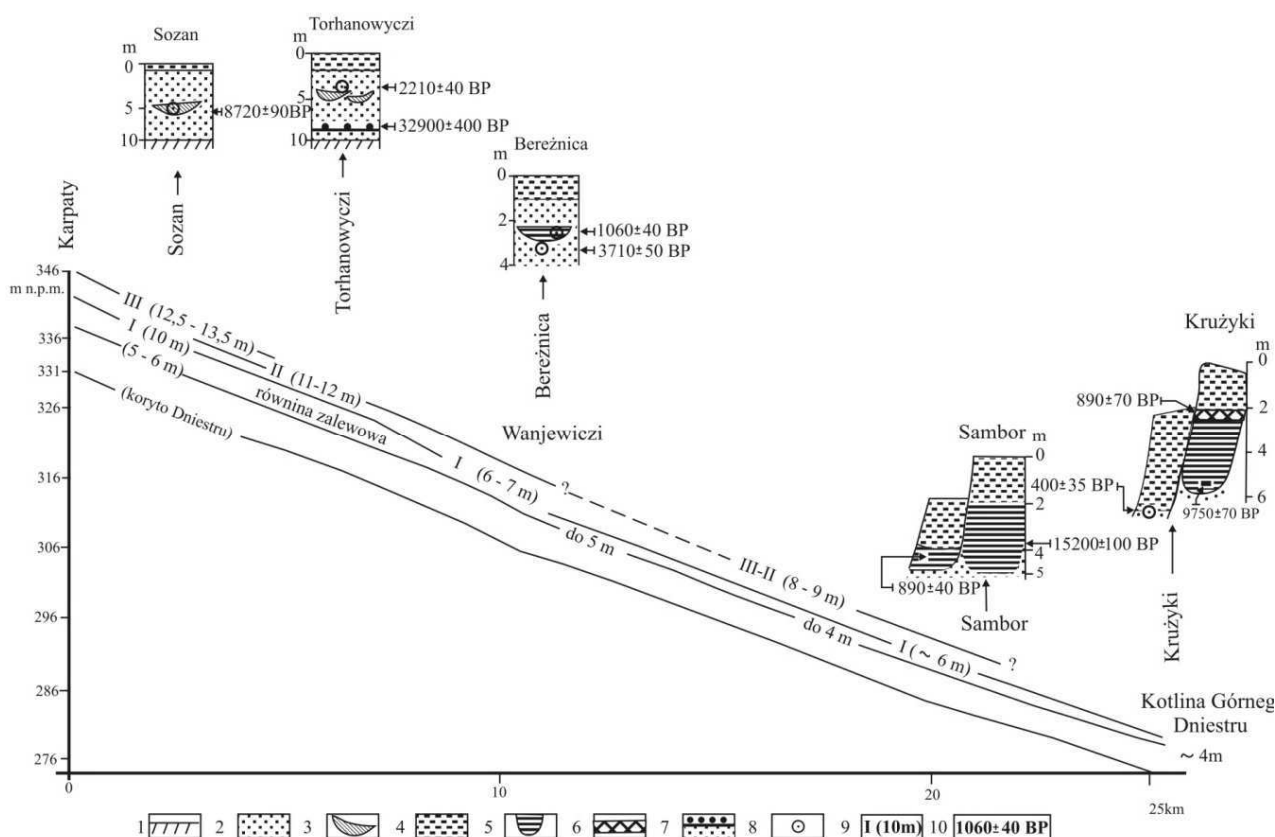
l.p.	Nazwa i numer profilu	Terasa wysokość n.p. koryta	Głębokość (m)	Typ materiału	Nr laboratoryjny	Wiek radiowęglowy (lata BP)	Wiek kalibrowany (BC/AD)	Uwagi
STOŻEK DNIESTRU								
1	SOZANI*	10–11 m	5–5,4	drewno	Ki-7861	8720 ± 90		
2	TORHANOWY-CZE	10–11 m	8,5	toczeniec mułkowy	Ki-13393	32 900 ± 400		Redepo-nowany
3	BEREŻNICA U-BER1w8**	2–4 m	3	pień	Ki-15261	3710 ± 50	2230–1940 BC	Redepo-nowany
4	BEREŻNICA**	2–4 m	2,35	drewnienka	Ki-15250	1060 ± 40	890–1030 AD	
5	SAMBOR I**	5–6 m	3,8	ił z substan-cją organ.	Ki-15242	15 200 ± 100	16730–16480 BC	
6	SAMBOR II**	2–4 m	2,7–2,8	pień	Ki-15252	890 ± 40	1020–1240 AD	
KOTLINA GÓRNEGO DNIESTRU								
7	KRUŻYKI I*	6–7 m	5,45	torf	Ki-9022	9750 ± 50		
8	KRUŻYKI I*	6–7 m	2,85	torf	Ki-9021	890 ± 70	1020–1260 AD	
9	KRUŻYKI IV*	5 m	4,5–5 m	pień	Ki-15324	400 ± 35	1440–1620 AD	
10	MAJNYCZ I*	5–6 m	4,97–5,0	torf	Ki-7551	7140 ± 80		
11	MAJNYCZ II*	5–6 m	5,60–5,66	torf	Gd-12148	5410 ± 70		
12	MAJNYCZ II*		6,40–6,50	torf	Gd-12147	7530 ± 110		
13	HORDYNJA II*	5–6 m	0,82–0,90	torf	Gd-10929	620 ± 110	1160–1490 AD	
14	HORDYNJA II*		2,05–2,10	torf	Gd-14049	1910 ± 120		
KOTLINA STRYJSKO-ŻYDACZOWSKA								
15	NADETYCZI II-1	4–5 m	3,74–3,78	mułek orga-niczny	MKL-547	12 050 ± 250	12900–1140 BC	
16	NADETYCZI II-2		3,07	torf	MKL-546	11 830 ± 180	12100–11350 BC	
17	NADETYCZI II-3		3,67–3,72	pień	MKL-1277	10 890 ± 80	11021–10644 BC	
18	NADETYCZI I-1	4–5 m	2,8–3,4	pień	MKL-541	1680 ± 40	240–440 AD	
19	NADETYCZI I-2		2,7–3,1	pień	MKL-542	2120 ± 40	230–40 BC	
20	NADETYCZI I-3		3,8	pień	MKL-453	2120 ± 40	230–40 BC	
21	CZERNICA	4–5 m	2,5–2,7	ił z substan-cją organ.	MKL-963	5590 ± 90	4520–4340 BC	
22	KIJEWIEC	4–5 m	3	pień	MKL-967	1720 ± 35	240–410 AD	
23	ŻYDACZÓW DACZE IV-4	6 m	5,23–5,27	detrytus organiczny	MKL-1272	1710 ± 60	137–435 AD	Redepo-nowany
24	ŻYDACZÓW DACZE IV-2		5,37	detrytus organiczny	MKL-1306	1860 ± 80	39 BC–345 AD	Redepo-nowany
25	ŻYDACZÓW DACZE IV U ŻYD4z, pr.14		5–5,5	pień	MKL-1480	990 ± 40	985–1156 AD	
26	ŻYDACZÓW DACZE I	4–5 m	5	pień	MKL-965	3510 ± 40		Redepo-nowany
27	ŻYDACZÓW DACZE I		4,5	pień	MKL-964	1500 ± 30	540–600 AD	Redepo-nowany
28	ŻYDACZÓW DACZE III U ŻYD1w1	4–5 m	3,6	pień	MKL-1488	490 ± 35	1396–1455 AD	
29	ŻYDACZÓW DACZE II, pr.4	4–5 m	4,4–4,8	pień	MKL-1487	290 ± 30	1492–1603 AD	
30	ŻYDACZÓW MIASTO I	4–5 m	3,7	drewno	MKL-1271	1380 ± 50	567–718 AD	
31	ŻYDACZÓW MIASTO I-3		4,5	drewno	MKL-1270	1580 ± 35	410–559 AD	

32	ŻYDACZÓW MIASTO 1	4–5m	5,3–5,4	mułek organiczny	MKL-1481	5430 ± 90	4451–4046 BC	
33	ŻYDACZÓW MIASTO 6-3	4–5m	6,5–6,55	mułek organiczny	MKL-1309	3490 ± 110	2052–1529BC	
34	ŻYDACZÓW MIASTO 6-1		4,45–4,52	mułek organiczny	MKL-1307	2860 ± 80	1126–926 BC	
KOTLINA HALICKO-BUKACZOWSKA								
35	ĆWITOWA I-1	4–5 m	4	mułek organiczny		5910 ± 60		
	ĆWITOWA I-2		3,15	torf		5520 ± 50		
	ĆWITOWA I-3		2	pień		4300 ± 50		
	ĆWITOWA I-4		1	mułek organiczny		3810 ± 50		
36	TENETNIKI I**	3–4 m	4	ił organiczny	Gd-15976	1765 ± 65	120–420 AD	
37	ŁUKA I**	3–4 m	2,4	pień	Ki-15260	60 ± 35	1690–1925 AD	

* Starsze daty radiowęglowe publikowane w: Harmata i in. (red.) 2006; ** (Starkel i in. 2009; Gębica i in. w druku);

*** daty ^{14}C AMS z profilu w Ćwitowej udostępnione przez K. Szczepanka i K. Harmatę

* Older radiocarbon dates published in: Harmata *et al.* (ed.) 2006; ** (Starkel *et al.* 2009; Gębica *et al.* in press); *** ^{14}C AMS dates from Ćwitowa profile accessible by K. Szczepanek i K. Harmata

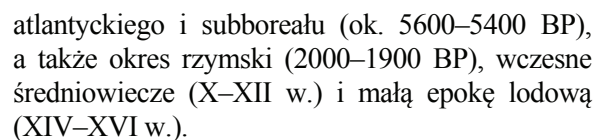


Rys. 2. Profil podłużny późnowistuliańskich i holocenijskich teras Dniestru między Karpatami a Kotliną Górnego Dniestru (oprac. A. Jacyszyn)

1 – cokół skalny; 2 – aluwia korytowe; 3 – soczewki piasków; 4 – aluwia pozakorytowe; 5 – wypełnienia starorzeczy; 6 – poziomy torfów; 7 – powierzchnie erozyjne; 8 – subfosylne pnie drzew; 9 – numeracja teras (I) i wysokość nad koryto Dniestru; 10 – datowania radiowęglowe

Longitudinal profile of the Late Vistulian and Holocene terraces along the Dniester River between Carpathian and Upper Dniester Basin (elab. by A. Jacyszyn)

1 – terrace strath; 2 – channel sediments; 3 – sand lenses; 4 – overbank sediments; 5 – paleochannel fills; 6 – horizons of peat; 7 – erosional surfaces; 8 – subfossil tree trunk; 9 – terrace numbering (I) and height above river channel; 10 – radiocarbon dates



KOTLINA STRYJSKO-ŻYDACZOWSKA

Kotlina Stryjsko-Żydaczowska według Rudnickiego (1907) ma kształt trójkąta rozszerzającego się od brzegu Karpat wzdłuż doliny Stryja do doliny Dniestru (por. rys. 1). Kotlina graniczy od północnego zachodu z Wysoczyzną Drohobycką, od południowego wschodu z Wysoczyzną Morszyńską. Północno-wschodnią granicę kotliny stanowi krawędź Wyżyny Podolskiej o wysokości od 15–20 m do 70–80 m. Dno kotliny wypełniają aluwia miąższości do 30 m (Krawczuk 1999), budujące terasę (II) górno-plejstoceńską o wysokości 15–18 m i system 2–3 teras holocenijskich o wysokości 6 m, 4–5 m i 2–4 m nad koryto Dniestru i Stryja. Na wschód od Piesocznej w wiosce Nadetyczy (por. rys. 1) w 4–5-metrowej terasie Dniestru został opisany profil kopalnego starorzecza (profil Nadetyczy II), w którym odsłaniały się w stropie pylasto-piaszczyste osady wału przykorytowego miąższości 1,6 m nałożone na starorzeczne mułki i łyły leżące na głębokości 1,6–2,94 m (rys. 4). Osady te były złożone na torfach i mułkach organicznych z fragmentami drewna i pni drzew występujących do głębokości 3,74 m. Poniżej torfów od 3,74 do 4,52 m występowały mułki organiczne i mułki z fragmentami roślin wodnych.

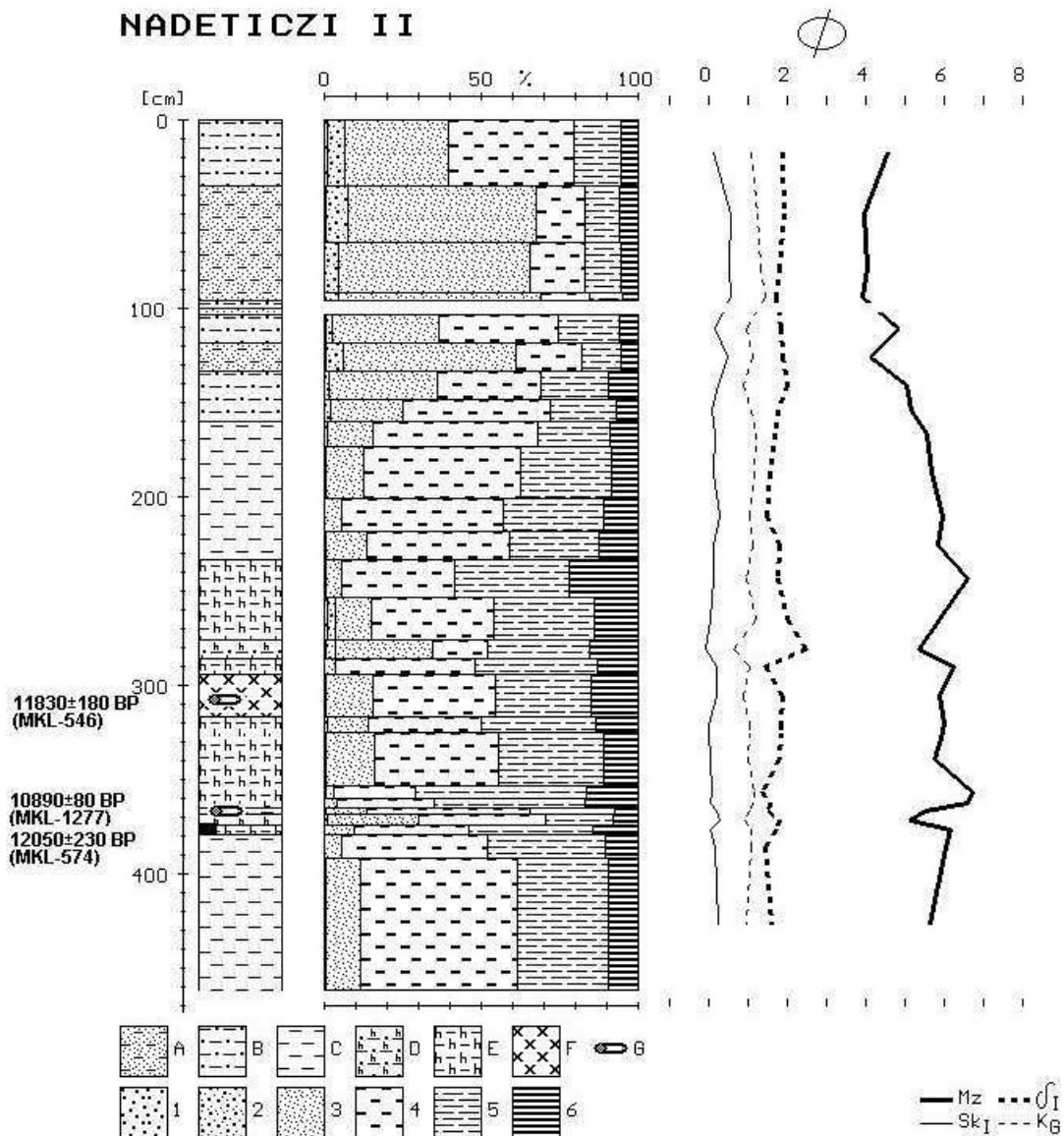
Datowanie próbki mułku organicznego z głębokości 3,74–3,78 m dało wiek $12\,050 \pm 230$ BP (MKL-547) (12 900–11 400 cal. BC) (tab. 1). Próbkę torfu z głębokości 3,07 m otrzymała prawie taki sam wiek $11\,830 \pm 180$ BP (MKL-546) (12 100–11 350 cal. BC), wskazujący na późny vistulian (interstadiał alleröd). Natomiast datowanie próbki drewna z pnia leżącego w torfach na głębokości 3,67–3,72 m dało wiek $10\,890 \pm 80$ BP (MKL-1277) (11 021–10 644 cal. BC), a więc znacznie młodszy niż próbki torfu z głębokości 3,07 m, której wiek jest prawdopodobnie postarzony. Potwierdzają to wyniki analizy palinologicznej próbki torfu z głębokości 3,67–3,71 m zawierające ziarna pyłku sosny, brzozy, limby, modrzewia i świerka oraz znaczną ilość roślin zielnych, co wskazuje na schyłek późnego vistulianu (interstadiał alleröd).

W serię osadów późnoglacialnych włożone są młodoholocenijskie aluwia pozakorytowe z subfossylnymi pniami drzew. Odsłaniają się one w sąsiednim, oddalonym około 150–200 m na wschód profilu Nadetyczy I, który składa się z czterech powiązanych ze sobą odkrywek (Nad-

etyczy IA, IB, IC, ID) (rys. 5). W odkrywce IA pod glebą miąższości 0,85 m na głębokości 0,85–2,35 m odsłaniały się pozakorytowe mułki piaszczyste z wkładkami piasku pylastego żółtego reprezentujące osady naturalnego wału przykorytowego. W odkrywce IB od 1,84 m do 3,60 m widoczne były również mułki piaszczyste z laminami piasku drobnego reprezentującego sedimentację powodziową. Na głębokości 2,8–3,4 m był zagrzebany pień dębu nr 1 średnicy 45 cm datowany na 1680 ± 40 BP (MKL-541) (240–440 cal. AD), czyli okres rzymski. Odkrywka IC położona 1,5 m na zachód od IA odsłaniała od 1,84 do 2,62 m pozakorytowe mułki piaszczyste z laminami piasków jak w odkrywce IB. Natomiast w odkrywce ID położonej 1,5 m na zachód od IC opisano spągową część odsłonięcia obejmującą od 2,62 do 3,90 m mułki piaszczyste z wkładkami piasku i pień czarnego dębu nr 2 datowany na głębokości 2,7–3,1 m na 2120 ± 40 BP (MKL-542) (230–40 cal. BC). Od głębokości 3,70–4,10 m (do poziomu koryta) występowały mułki piaszczyste z licznymi patykami i oddalony o 3 m pień czarnego dębu nr 3, który uzyskał identyczny wiek jak pień nr 2 równy 2120 ± 40 BP (MKL-453) (230–40 cal. BC). Zatem w odkrywce występują aluwia, które były składane w okresie rzymskim (2100–1700 BP).

W pobliższej Czernicy na lewym brzegu Dniestru (por. rys. 1) w terasie 4-metrowej odsłaniały się pod madami ilastymi miąższości 1,5 m, łyły ciemnostalowe i mułki ilaste siwoszare. Pod nimi spoczywał łył organiczny datowany na głębokości 2,5–2,7 m na 5590 ± 90 BP (MKL-963) (4520–4340 cal. BC), a więc odpowiadający schyłkowej części okresu atlantyckiego.

W dół biegu rzeki, na prawym brzegu Dniestru we wsi Kijewiec (por. rys. 1), około 100 m od ujścia rzeki Wywni, odsłaniał się profil terasy 4-metrowej z subfossylnymi pniami drzew, fragmentami drewna i z licznymi szczątkami organicznymi. Pień dębu z głębokości 3 m uzyskał datę 1720 ± 35 BP (MKL-967) (240–410 cal. AD), a więc bardzo podobną do subfossylnego pnia z profilu Nadetyczy I. Zatem aluwia w profilu Kijewiec również reprezentują fazę powodzi 2100–1700 BP.



Rys. 4. Profil Nadetyczy II reprezentujący włożenie allerödskiego starorzecza Dniestru
(oprac. D. Płoskonka i P. Gębica)

litologia: A – piasek mułkowy, B – mułek piaszczysty, C – mułek, D – mułek piaszczysty z materiałem organicznym, E – mułek organiczny, F – torf, G – fragmenty drewna

frakcje w skali ϕ (phi): 1 – piaski grube (-1 do 1 ϕ), 2 – piaski średnie (1 do 2 ϕ), 3 – piaski drobne (2 do 4 ϕ), 4 – pyły grube i średnie (4 do 6 ϕ), 5 – pyły drobne (6 do 8 ϕ), 6 – iły (ponad 8 ϕ)

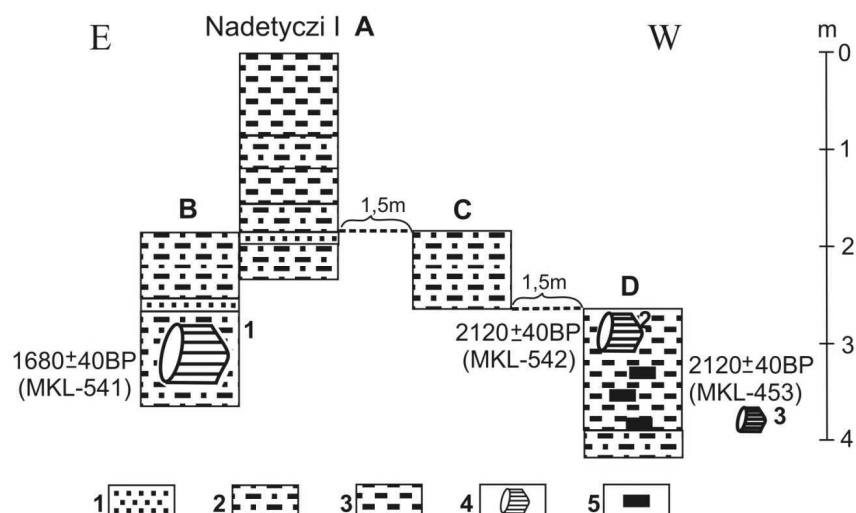
Mz – średnia średnica; δ_I – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania); S_{kl} – skośność; K_G – kurtoza

The Nadetyczy II site of the Alleröd oxbow-lake sediments of the Dniester river
(elab. by D. Płoskonka and P. Gębica)

sediments: A – silty sand, B – sandy silt, C – silt, D – sandy silt with organic matter, E – organic silt, F – peat, G – wood fragments

fractions (in phi scale): 1 – coarse sands (-1 to 1 ϕ), 2 – medium sands (1 to 2 ϕ), 3 – fine sands (2 to 4 ϕ), 4 – coarse and medium silts (4 to 6 ϕ), 5 – fine silts (6 to 8 ϕ), 6 – clays (above 8 ϕ)

Mz – mean grain size (in phi scale); δ_I – inclusive graphic standard deviation; S_{kl} – inclusive graphic skewness; K_G – graphic kurtosis



Rys. 5. Lokalizacja odkrywek i daty radiowęglowe subfossilnych pni w profilu Nadetyczy I nad Dniestrem (oprac. P. Gębica)

1 – piaski pozakorytowe; 2 – pyły (mułki) piaszczyste; 3 – pyły; 4 – subfossilne pnie; 5 – fragmenty drewna

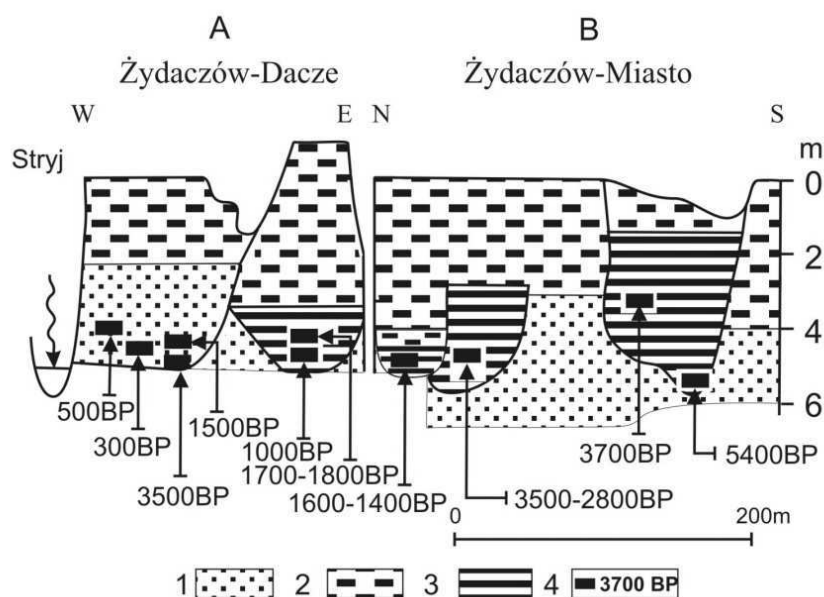
Location of outcrops and radiocarbon dates of subfossil trunks in Nadetyczy I profile (elab. by P. Gębica)

1 – overbank sands; 2 – sandy silt; 3 – silts; 4 – subfossil trunks; 5 – wood fragments

U ujścia Stryja do Dniestru był badany w odsłonięciu Żydaczów-Dacze IV profil 6-metrowej terasy, w którym powodziowy rytm piaszczysty miąższości 4,5 m spoczywał na starorzecznych piaskach pylastych ze szczątkami roślinności i pniem czarnego dębu w poziomie koryta (rys. 6A, fot. 1). Analiza pyłkowa wykonana przez N. Czumak wskazuje na dwie fazy wylesiania przedzielone okresem odnowienia lasów bukowych ze świerkiem, jodłą, grabem i dębem. Wykonane dwie daty radiowęglowe 1710 ± 60 BP (MKL-1272) (137–435 cal. AD) dla próbek z głębokości 5,23–5,27 m i 1860 ± 80 BP (MKL-1306) (cal. 39 BC–345 AD) z głębokości 5,37 m, wskazywały na akumulację osadów w okresie rzymskim. Natomiast późniejsza data z pnia czarnego dębu 990 ± 40 BP (MKL-1480) (985–1156 cal. AD) (tab. 1), wskazuje na depozycję aluwów w X–XII wieku kiedy miała miejsce intensywna kolonizacja tych terenów i wylesianie równiny zalewowej, zaznaczone w diagramie palinologicznym zmniejszaniem się udziału ziaren pyłku dębu, buka, jodły i świerka. Związane to było z funkcjonowaniem w tym czasie osady i grodziska Zudecz, odkrytego na górze Bazyjówka w Żydaczowie (Korczyński 2007). Poniżej ostańca terasy 6-metrowej występowało włożenie aluwów terasy 5-metrowej (rys. 6A, lewa część profilu). Leżący w żwirach, redeponowany pień dębu datowano na 3510 ± 40 BP (MKL-965), a wyżej położony w piaskach pień uzyskał wiek 1500 ± 30 BP

(MKL-964) (540–600 cal. AD). Najmłodsze pnie uzyskały daty 490 ± 35 BP (MKL-1488) (1396–1455 cal. AD) i 290 ± 30 BP (MKL-1487) (1492–1603 cal. AD), wskazując na akumulację w okresie zwilgotnienia i ochłodzenia na początku małej epoki lodowej (XV–XVI w.). W położonym w górę rzeki (na zachód) profilu odkrywki Żydaczów-Miasto I (por. rys. 1, rys. 7) uzyskano z fragmentów drewna leżących w madach piaszczystych na głębokości 3,7 m datę 1380 ± 50 BP (MKL-1271) (568–718 cal. AD) i w iłach starorzecznych na głębokości 4,9 m 1580 ± 35 BP (MKL-1270) (410–559 cal. AD), co odpowiada fazie powodzi w V–VII w. AD. Wiercenia wykonane na przekroju odkrywki ujawniły kopalne starorzecze Stryja datowane na okres subborealny (3500–2800 BP), a w odległości 200 m włożenie aluwów ze starorzeczem datowanym na 5430 ± 90 BP (MKL-1481) (4451–4046 cal. BC) (tab. 1), a więc ze schyłku okresu atlantyckiego (por. rys. 6B).

Przedstawione dane wskazują, że w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej, w dolinie Dniestru i na stożku Stryja występują włożenia i systemy paleokoryt reprezentujące późny vistulian, schyłek okresu atlantyckiego (6000–5400 BP), okres subborealny (3500–2800), a także okres rzymski (2100–1700 BP), wczesne średniowiecze (V–VII w. i X–XII w.) i małą epokę lodową (XIV–XVI w.).

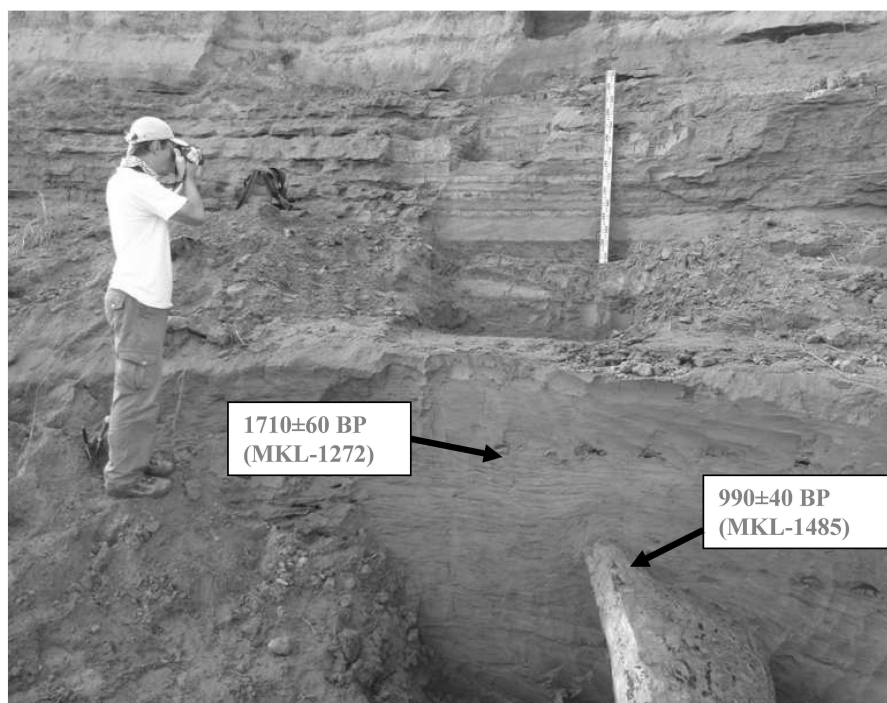


Rys. 6. Schematyczne przekroje włożeń młodoholocenijskich aluwii na stożku Stryja w Żydaczowie (oprac. P. Gębica)

1 – osady korytowe; 2 – osady pozakorytowe (mady); 3 – wypełnienia paleokoryt; 4 – położenie próbek datowanych metodą radiowęglową

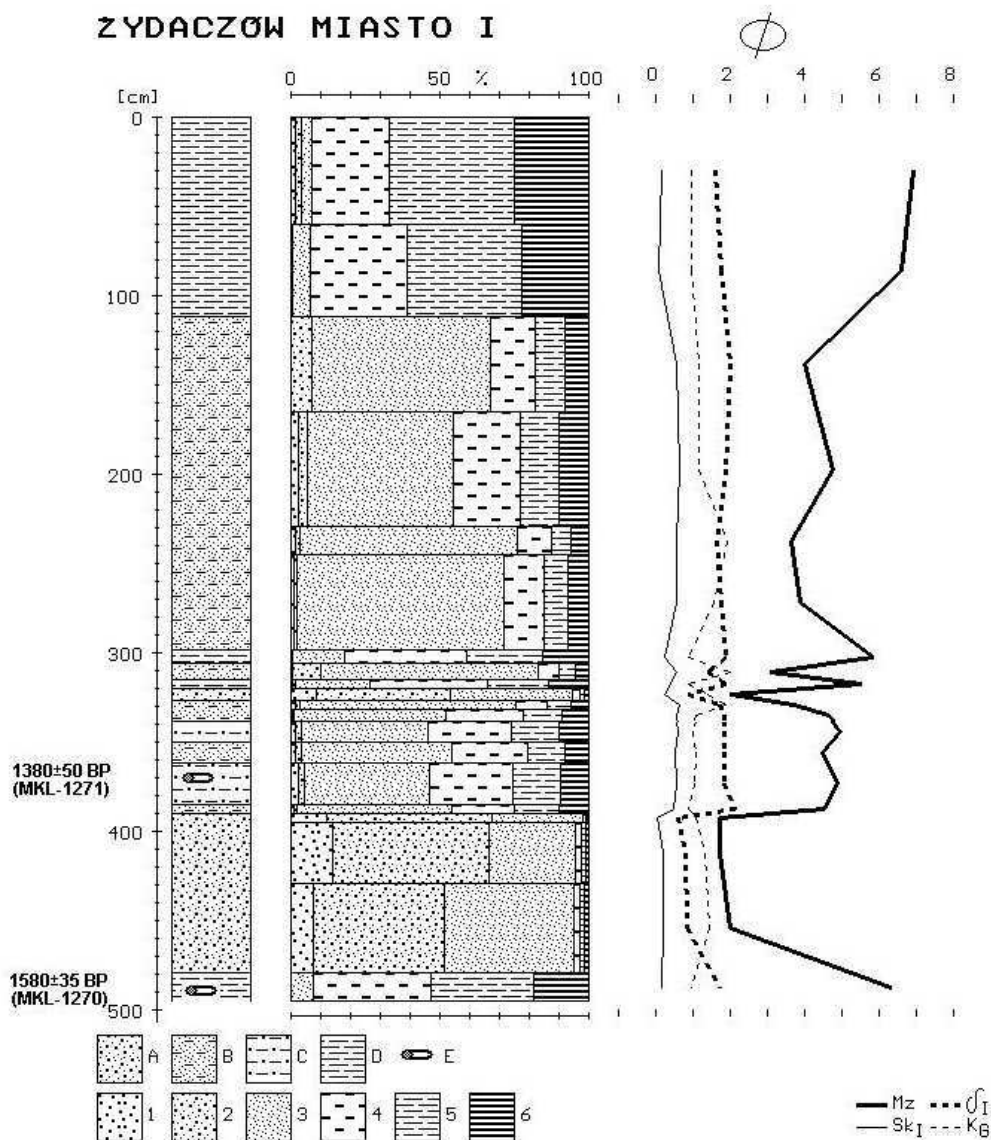
Schematic cross-sections of the Young Holocene alluvial fills on the Stryj alluvial fan in Žydačiv town (elab. by P. Gębica)

1 – channel deposits; 2 – overbank deposits (madas); 3 – oxbow-lake sediments; 4 – location of samples dated by radiocarbon method



Fot. 1. Profil Żydaczów-Dacze IV w terasie 6-metrowej. Pień dębu w osadach starorzecznych na głębokości 5,0–5,5 m (fot. Piotr Gębica)

Žydačiv-Dače IV profile in the terrace 6 m high. Subfossil oak buried in oxbow-lake sediments in the 5,0–5,5 m depth



Rys. 7. Profil odkrywki Żydaczów Miasto I z aluwiami pozakorytowymi datowanymi na V-VII w. AD (oprac. D. Płoskonka i P. Gębica)

litologia: A – piaski średnie, B – piaski pylaste, C – pyły piaszczyste, D – pyły ilaste, E – fragmenty drewna
 frakcje w skali ϕ (phi): 1 – piaski grube (-1 do 1 ϕ), 2 – piaski średnie (1 do 2 ϕ), 3 – piaski drobne (2 do 4 ϕ), 4 – pyły grube i średnie (4 do 6 ϕ), 5 – pyły drobne (6 do 8 ϕ), 6 – iły (ponad 8 ϕ)
 Mz – średnia średnica; δ_I – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania); Sk_I – skośność; K_G – kurtoza

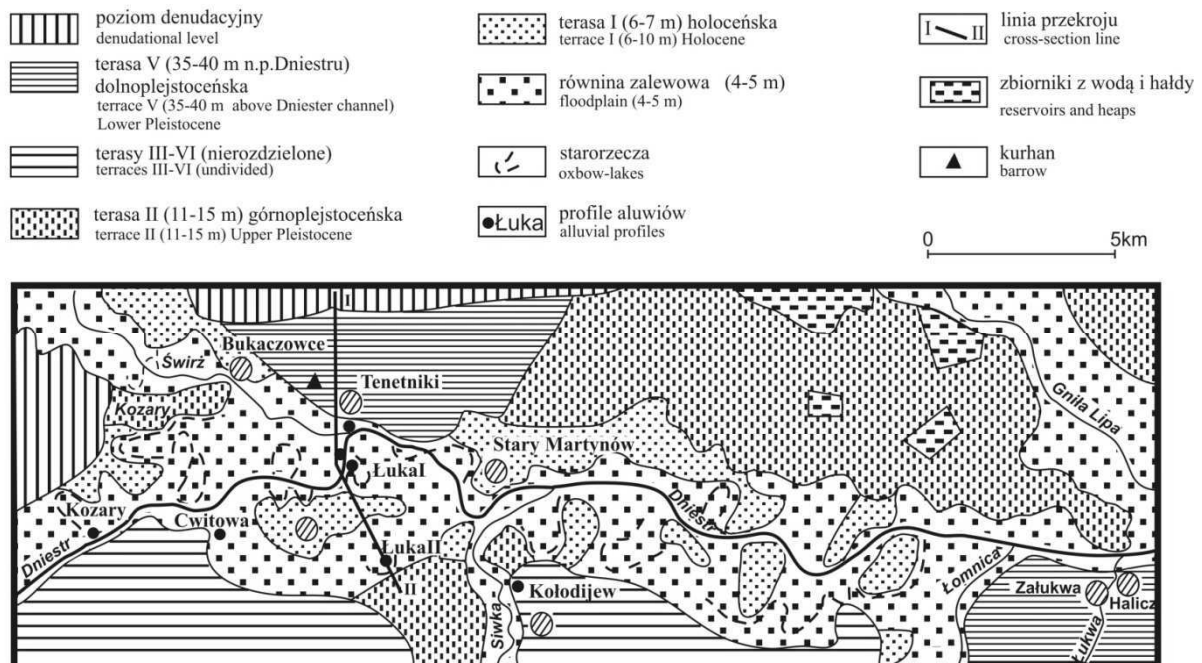
The Żydaczów Miasto I depositional sequence with overbank sediments dated at 5th-7th c. AD
 (elab. by D. Płoskonka and P. Gębica)

sediments: A – medium sand, B – silty sand, C – sandy silt, D – clayey silt, E – wood fragments
 fractions (in phi scale): 1 – coarse sands (-1 to 1 ϕ), 2 – medium sands (1 to 2 ϕ), 3 – fine sands (2 to 4 ϕ), 4 – coarse and medium silts (4 to 6 ϕ), 5 – fine silts (6 to 8 ϕ), 6 – clays (above 8 ϕ)
 Mz – mean grain size (in phi scale); δ_I – inclusive graphic standard deviation; Sk_I – inclusive graphic skewness; K_G – graphic kurtosis

PRZEŁOM DNIESTRU PONIŻEJ ŻURAWNA

Poniżej Żurawna do Dniestru uchodzi Świca, która spycha koryto Dniestru pod lewy brzeg doliny. 3 kilometry na wschód od ujścia Świcy w okolicy Starego Sieła (Stara Wieś) Dniestr wpływa do wąskiej, przełomowej doliny i płynie jej południowym skrajem na długości 6 km do miejscowości Kozary i Ćwitowa (por. rys. 1, rys. 8). Ten przełomowy odcinek doliny Dniestru został nazwany po raz pierwszy przez Czyżewskiego (1928) przełomem żurawieńskim. Dolina jest ograniczona od południa i północy krawędziami

erozyjnymi wysoczyzn dochodzącymi do 100 m wysokości względnej. Całe dno doliny zajmuje równina zalewowa 4–5-metrowej wysokości, szerokości 1,5–2 km z licznymi starorzeczami, od bardzo małych i wąskich zakoli do dużych i szerokich paleomeandrów, zajmujących całą szerokość dna doliny. Równinę zalewową budują w Kozarach w części spągowej żwiry korytowe, miejscami silnie scementowane z pniami drzew w poziomie koryta, nadbudowane piaskami i małami.



Rys. 8. Mapa geomorfologiczna doliny Dniestru w Kotlinie Halicko-Bukaczowskiej (oprac. A. Jacyszyn)
Geomorphological map of the Dniester valley in the Halič-Bukačiv Basin (elab. by A. Jacyszyn)

KOTLINA HALICKO-BUKACZOWSKA

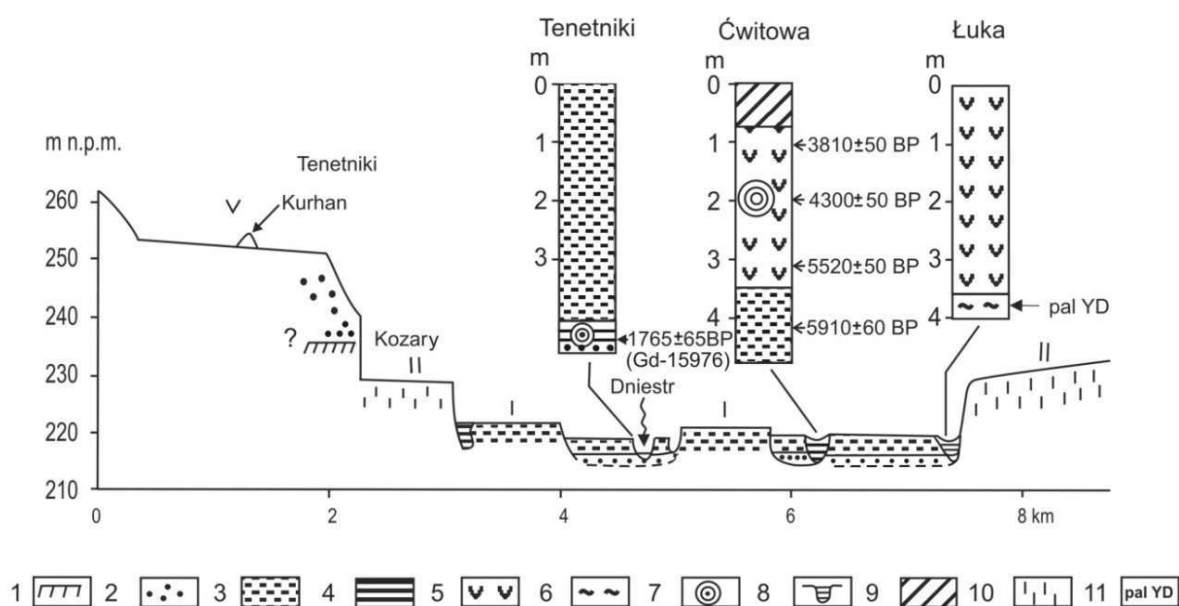
Poniżej przełomu żurawieńskiego, od miejscowości Kozary i Ćwitowa, Dniestr wpływa do rozległej Kotliny Halicko-Bukaczowskiej (Cys 1962) szerokości 3,5–7 km, która wyróżnia się na tle wysoko wzniesionych wysoczyzn (wyżyn) Przyłukwińskiej i Wojniłowskiej na południu, a także Południowoopolskiej na północy. W kotlinie zbiegają się większe karpackie dopływy Dniestru: Łomnica, Siwka Wojniłowska i Łukwa, a także z Wyżyny Podolskiej (Południowoopolskiej): Świrz i Gniła Lipa (por. rys. 1, rys. 8). Powstanie kotliny związane było prawdopodobnie

z dolnoplejstocенskim kierunkiem przepływu rzeki Dniestr, która płynęła wzdłuż obecnie martwej doliny na linii Bortniki – Czerniów – Halič (Czyżewski 1928; Cys 1962). Jakże były przyczyny opuszczenia doliny przez Dniestr i kiedy to nastąpiło, tego dokładnie nie wiadomo.

Dno Kotliny wycięte w utworach miocenu i kredy wypełniają aluwia i osady eoliczne (lessy) budujące terasy plejstocенskie i aluwia teras holocенskich (rys. 9). Miąższość aluwii wypełniających dno doliny Dniestru, stwierdzona w wierceniu archiwalnym na południe od Bukaczowiec,

wynosiła 16 m, z czego 13 m stanowiły aluwia żwirowe przykryte 3 m nadkładem piasków i ma. Po północnej stronie doliny występuje terasa wysokości 35–40 m nad koryto Dniestru (250–255 m n.p.m.). Jest to terasa V wieku dolnoplejstocénskiego, według ukraińskiego schematu teras dnestrzańskich (Krawczuk 1999). Terasa posiada cokol skalny (piaskowce mioceńskie) o wysokości 15–20 m przykryty lessami. Na tej terasie w Tenetnikach położony jest kurhan neolityczny opisany w XIX w. przez Ossowskiego (1890), i fragmenty grodziska (?) na krawędzi terasy na wysokości 245 m n.p.m. Powyżej terasy oddzielony łagodnym skłonem jest wyższy 45–50-metrowy poziom (denudacyjny?) (260–267 m n.p.m.), na którym czasie badań terenowych z archeologami w 2012 r. zostały lokalizowane ślady osadnictwa neolitycznego kultury pucharów lejkowatych (KPL) i epoki brązu (kultura mierzanowicka).

Między Kozarami a Bukaczowcami występuje terasa II o wysokości 11–14 m nad koryto Dniestru (238–242 m n.p.m.) (por. rys. 8), pochodząca z górnego plejstocenu. Jest ona korelowana z profilem terasy kołodziejewskiej, w której aluwia kopalnego starorzecza Siwki, przykryte vistuliańskimi lessami, były datowane metodą palinologiczną na interglacjał eemski (Demediuk, Hristoforowa 1975; Łanczont, Boguckij 2007). U podnóża terasy II w Bukaczowcach, 1–2 m nad równiną zalewową Świrza, napotkano na liczne fragmenty ceramiki neolitycznej, z okresu halszackiego, a także wczesnego i późnego średniowiecza. Poniżej terasy górnoplejstocénskiej występuje od 3 do 4 poziomów równiny zalewowej o wysokości 6–7 m, 4–5 m i 3–4 m, którym towarzyszą systemy różnowiekowych starorzeczy Dniestru.



Rys. 9. Przekrój plejstocénskich i holocénskich teras i wiek włożeń aluwialnych Dniestru w Kotlinie Halič-Bukačivskiej (na linii Bukaczowce – Łuka) (oprac. P. Gębica)

1 – cokol skalny; 2 – żwir korytowy; 3 – mulki pozakorytowe; 4 – iły; 5 – torfy; 6 – gytie; 7 – subfossylne pnie drzew; 8 – wypełnienia starorzeczy; 9 – gleba torfowa; 10 – less; 11 – wiek określony metodą palinologiczną

Cross-section of the Pleistocene and Holocene terraces and age of alluvial fills in the Halič-Bukačiv Basin (on the transect Bukaczowce – Łuka) (elab. by P. Gębica)

1 – terrace strath; 2 – channel gravels; 3 – overbank silts; 4 – clays; 5 – peat; 6 – gyttia; 7 – subfossil tree trunks; 8 – paleochannel fills; 9 – peat soil; 10 – loess; 11 – age determined by palinological method

Natomiast badacze niemieccy wyróżnili 2 terasy z późnego vistulianu i aż 7 holocénskich poziomów terasowych z zachowanymi na ich powierzchni starorzeczami (Huhmann i in. 2004).

Na prawym brzegu doliny w Łuce, na równinie wysokości 3,5 m, wielkopromienne starorzecze Dniestru podcina górnoplejstocénską terasę (II) wysokości 15–20 m. Wypełnienie starorzecza stanowi w części spągowej na głę-

bokości 3,7–4 m gytia przykryta torfem miąższości 3,5 m (por. rys. 9). Spągowe ogniwo gytii i torfy były analizowane palinologicznie przez P. Kołaczkę i K. Harmatę i datowane na późny glacjał (młodszy dryas). W kolejnym profilu znacznie mniejszego starorzecza w Ćwitowej, położonego na zachód od Łuki, przewiercono od góry: glebę torfową (0,8 m miąższości), il organiczny i torf (miąższości 2,7 m) z pniem olszy na głębokości 1,5–2,35 m oraz mułki organiczne i mułki pylaste zalegające do głębokości 4,8 m. Wstępne analizy palinologiczne wykonane przez P. Kołaczkę z Uniwersytetu A. Mickiewicza w Poznaniu wykazały, że starorzecze było wypełniane od głębokości 4,8 m do 2,75 m osadami organicznymi zawierającymi głównie ziarna pyłku drzew: olszy, leszczyny, dębu, wiązu, przy niewielkim udziale ziaren pyłku roślinności zielonej, co jest charakterystyczne dla ciepłolubnych zbiorowisk leśnych okresu atlantyckiego. Natomiast w stropowej części profilu notowano wzrost udziału ziaren pyłku sosny, świerka i graba, zmalał natomiast udział ziaren pyłku leszczyny, wiązu i dębu, co może wskazywać na ochłodzenie związane z okresem subborealnym. Wyniki analizy palinologicznej potwierdzają datowania radiowęglowe. Dla mułków organicznych z głębokości 4 m uzyskano datę wskazującą na odcięcie koryta Dniestru przed 5910 ± 60 BP (tab. 1), a więc u schyłku okresu atlantyckiego. Próbką z głębokości 3,15 m datowaną na 5520 ± 50 BP wyznacza początek zatorfienia starorzecza na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego (por. rys. 9). Zbiega się to z wyraźną fazą ochłodzenia i przebudowy zbiorowisk roślinnych 5500–4900 BP w dolinie górnej Wisły (Starkel 2001). Koniec akumulacji organicznej w starorzeczu został wydатовany na

3810 ± 50 lat BP, czyli okres subborealny. W fazie atlantyckiej przeważała w starorzeczu (od głęb. 4,8 do 3,0 m) akumulacja jeziorna, natomiast w okresie subborealnym zaznaczają się w rozwoju starorzecza wilgotniejsze i suchsze fazy, będące zapisem wahań poziomu wód gruntowych i zarastania zbiornika.

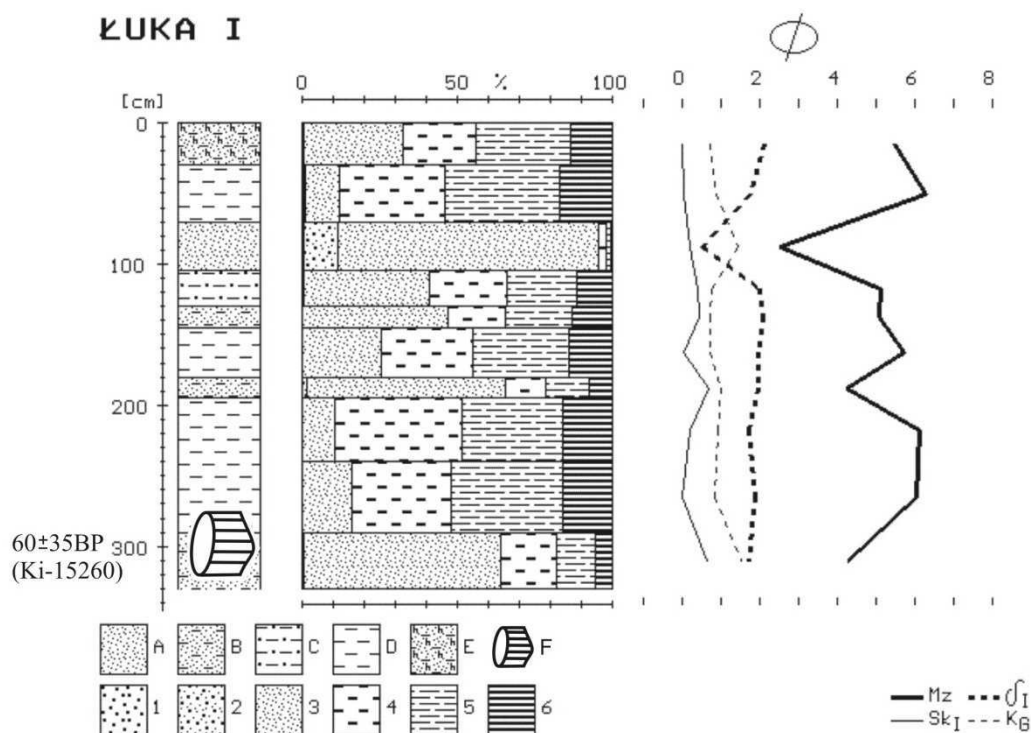
W diagramie palinologicznym udokumentowane zostały śladowe ilości ziaren pyłku zbóż uprawnych i roślin ruderalnych, będących wskaźnikami gospodarczej aktywności człowieka od wczesnego neolitu do epoki brązu (kultura mierzanowicka?). Młodsze włożenia na równinie zalewowej dokumentują aluwia z pniami drzew i osadami starorzecznymi z okresu rzymskiego (2100–1700 BP) i średniowiecza (650 BP), datowane na 3,5–4-metrowej terasie zalewowej Dniestru w profilu w Tenetnikach (Gębica i in. w druku) (por. rys. 9). W odkrywcę Łuka I, obejmującej nasadę odsypów meandrowych młodego starorzecza Dniestru, stropowe pyły piaszczyste i piaski miąższości 2,4 m zostały złożone na mułkach starorzecznych, w których spoczywał pień wiązu wydатовany na 60 ± 35 lat BP (Ki-15260). Oznacza to, że aluwia są bardzo młode i pochodzą z ostatnich 100–150 lat (rys. 10).

W kotlinie Halicko-Bukaczowskiej występuje rozległa terasa górnovistuliańska z pokrywą lessów w stropie i aluwiami datowanymi na ponad 19 000–20 000 BP (Huhmann i in. 2004), a w obrębie samej równiny zalewowej Dniestru (3–6 m nad koryto rzeki), można wyróżnić szereg włożeń aluwii i systemów paleokoryt datowanych na młodszy dryas, początek zwilgotnienia atlantyckiego (8700–7800 BP), przełom okresu atlantyckiego i subborealnego (6000–5400), okres rzymski, wczesne średniowiecze, okres młodej epoki lodowej i ostatnie 150 lat.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Datowane stanowiska dokumentują występowanie w dolinie Dniestru i jego dopływach terasy górnoplejstoceńskiej oraz 3–4 teras holocenów, a także oddzielnych rozcięć korytowych i włożeń aluwii w obrębie 4–6-metrowej równiny zalewowej. Obok włożeń aluwii i systemów paleokoryt datowanych na późny vistulian (15 000–16 000 BP, 12 000–11 000 BP, młodszy dryas), wczesny holocen, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, 3500–3000 BP, 2100–1700 BP, a także V–VII w. AD, zostały wyróżnione włożenia aluwii z X–XII w., XIV–XVI

i ostatnich 150–200 lat (Starkel i in. 2009; Gębica i in. 2011; Gębica i in. w druku). Wydzielone w dolinie górnego Dniestru i jego dopływach fazy powodzi (rys. 11) dobrze korelują z wcześniej stwierdzonymi fazami dużej aktywności fluwialnej w dolinie górnej Wisły, Wisłoki, Wisłoka i Sanu na przedpolu Karpat Zachodnich (Kalicki 1991, 1996; Starkel 1995, 2001; Starkel i in. 1996; Gębica, Krąpiec 2009; Gębica 2011). Najstarsze włożenia i systemy paleokoryt pochodzą z plenivistulianu i późnego vistulianu (allerödu i młodszego dryasu). Zapis



Rys. 10. Profil Łuka I. Młode (XVIII-XIX w.) aluwia z subfosylnym pniem wiązu w terasie 3-metrowej Dniestru (oprac. D. Płoskonka i P. Gębica)

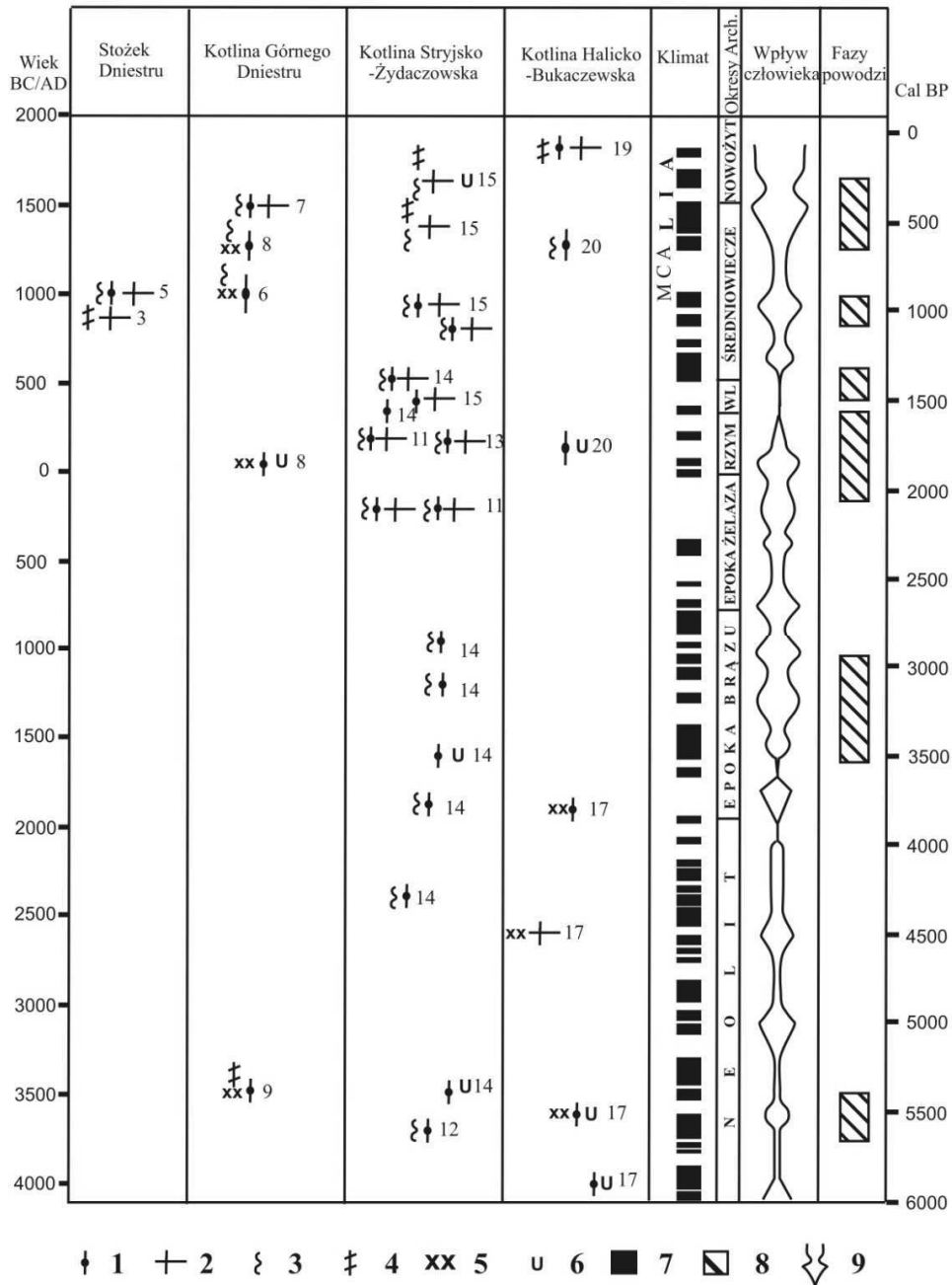
litologia: A – piasek, B – piasek mułkowy, C – mułk piaszczysty, D – mułk, E – gleba, F – subfosylny pień
frakcje w skali ϕ (phi): 1 – piaski grube (-1 do 1 ϕ), 2 – piaski średnie (1 do 2 ϕ), 3 – piaski drobne (2 do 4 ϕ), 4 – pyły grube i średnie (4 do 6 ϕ), 5 – pyły drobne (6 do 8 ϕ), 6 – iły (ponad 8 ϕ)
Mz – średnia średnica; δ_I – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania); S_{kI} – skośność; K_G – kurtoza

The Łuka I depositional sequence. Young (18th-19th c.) alluvia with subfossil elm trunk in the Dniester floodplain 3 m high (elab. by D. Płoskonka and P. Gębica)

sediments: A – sand, B – silty sand, C – sandy silt, D – silt, E – soil, F – subfossil trunk
fractions (in phi scale): 1 – coarse sands (-1 to 1 ϕ), 2 – medium sands (1 to 2 ϕ), 3 – fine sands (2 to 4 ϕ), 4 – coarse and medium silts (4 to 6 ϕ), 5 – fine silts (6 to 8 ϕ), 6 – clays (above 8 ϕ)
Mz – mean grain size (in phi scale); δ_I – inclusive graphic standard deviation; S_{kI} – inclusive graphic skewness; K_G – graphic kurtosis

wilgotnej fazy 8500–7800 BP znajdujemy zarówno w terasie-stożku Dniestru o wysokości 10 m poniżej Starego Sambora, jak i w samej Kotlinie Górnego Dniestru koło Majnycza, gdzie odcięcie koryta nastąpiło przed 7600 BP (Starkeł, Jacyszyn 2006). Włożenie aluwów datowane na 8600–7700 BP zostało również wyróżnione w Kotlinie Halicko-Bukaczowskiej (Huhmann i in. 2004). Zwilgotnienie klimatu i częste powodzie pod koniec okresu atlantyckiego i na początku subboreálu (5900–5400 BP) spowodowały opuszczenie koryta Dniestru koło Ćwitowej w Kotlinie Halicko-Bukaczowskiej około 6000 BP, a także przerzut koryta i akumulację piasków na torfach koło Majnycza około 5400 BP. Okres 4400–3800 BP był raczej wilgotny o czym świadczy wzrost poziomu wody gruntowej w torfowisku w Majnyczu i Ćwito-

wej, jednak wyraźnej fazy powodzi w dolinie Dniestru z tego okresu nie zanotowano. W tym czasie ludność kultury ceramiki sznurowej zajmowała głównie obszary wysoczyznowe, czego dowodem są liczne kurhany sypane na terenach wylesionych (Machnik i in. 2006). Obecność w profilach pyłkowych w Majnyczu i Ćwitowej nielicznych ziaren pyłku zbóż w tym czasie nie wyklucza zajmowania przez ludność tej kultury terasy zalewowej Dniestru. Zmiany koryt i wzrost akumulacji facji pozakorytowej przypada na okres 3500–3000 BP. Z tego okresu znajdowane są liczne ślady osadnictwa pozostawione na terasach Dniestru przez ludność kultury mierzanowskiej i trzcinieckiej (Machnik i in. 2006). Faza powału pni 2100–1700 BP, podobnie jak w dolinie Wisły koło Krakowa (Kalicki 1996), jest związana z ingerencją człowieka w okresie



Rys. 11. Fazy powodzi w dolinie Dniestru i na stożku Stryja na tle wilgotnych i chłodnych faz klimatu i wpływu człowieka (oprac. P. Gębica)

1 – daty radiowęglowe z numerami stanowisk wymienionych na rys. 1; 2 – subfossylne pnie; 3 – osady pozakorytowe; 4 – osady korytowe; 5 – torfy; 6 – spągi wypełnień starorzeczy; 7 – wilgotne i chłodne fazy klimatu (wg Steinhilber i in. 2009); 8 – fazy powodzi; 9 – wpływ człowieka ukazany szerokością słupka udziału roślin uprawnych i ruderalnych (wg Harmata i in. 2006)

WL – okres wędrówki ludów; Rzym – okres rzymski; MCA – średniowieczna anomalia klimatyczna; LIA – mała epoka lodowa

Flood phases in the Dniester valley and Stryj alluvial fan against a background of humid and cool climatic phases and human impact (elab. by P. Gębica)

1 – radiocarbon dates with number of sites mentioned in Fig. 1; 2 – subfossil trunks; 3 – overbank facies; 4 – channel facies; 5 – peat; 6 – the bottom of palaeochannel fills; 7 – humid and cool climatic phases (after Steinhilber *et al.* 2009); 8 – flood phases; 9 – human impact showed by width of column share of cultivated plants and ruderals (after Harmata *et al.* 2006)

WL – Peoples Migration Period; Rzym – Roman Period; MCA – Medieval Climatic Anomaly; LIA – Little Ice Age

rzymskim. Faza z V–VI w. (okres wędrówki ludów) charakteryzuje się regresem osadnictwa i zbiega się z początkiem wilgotnej fazy klimatycznej (1400–1230 BP). Fazy powodzi z X–XII i XIV–XVI w. AD rejestrują narastającą ingerencję człowieka w Karpatach. Jednocześnie tylko powódzie pierwszej połowy XI w. synchronizują z wilgotniejszą fazą klimatyczną (960–900 BP), poprzedzającą średniowieczne ocieplenie klimatyczne (Steinhilber, Beer 2011) (por. rys. 11). Kolonizacja dorzecza górnego Dniestru w XIV–XVI w. znalazła bezpośrednie odbicie w powalach pni i akumulacji aluwii zarówno w małej dolinie Wielkiego Łukawca koło Staruni (Alexandrowicz i in. 2005), w dolinie Stryja w Żydaczowie (490 ± 35 BP (MKL-1488) i 290 ± 30 BP (MKL-1487), jak i dolinie Dniestru w Krużykach (400 ± 35 BP (Ki-15324) (Gębica i in. w druku). Wzrost częstotliwości powodzi w XIV–XVI w. obok komponenty antropogenicznej, jest wyraźnie zbieżny z ochłodzeniem i zwilgotnieniem na początku małej epoki lodowej (550–390 BP) (por. rys. 11). W XIX i XX w. miała miejsce bezpośrednia ingerencja człowieka w system hydrologiczny poprzez budowę obwałowań, prostowania koryta i umacniania jego brzegów.

Rozcinanie teras Dniestru postępowało od brzegu gór w dół biegu rzeki w kierunku Kotliny Górnego Dniestru, gdzie wzrasta miąższość osadów facji pozakorytowej. W samej Kotlinie obserwuje się wkraczanie coraz młodszych pokryw stożków na osady organiczne. Agradacja aluwii przeważała również w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej i Halicko-Bukaczowskiej. Natomiast w odcinkach przełomowych pogłębianiu koryta Dniestru towarzyszyła przeróbka grubych aluwii i nadbudowa równiny zalewowej podczas wezbrań. Z kolei na zmiany spadku koryta, a zatem na tendencję do pogłębiania doliny lub aggradacji miały również wpływ, obok zmian klimatu i działalności człowieka, stałe lub okresowe ruchy neotektoniczne – podnoszące w Karpatach Wschodnich i na ich przedpolu i ruchy wginające w kotlinach (Tessier 1933; Cys 1962; Jacyszyn i in. 2011). Dokumentują to terasy z cokołami skalnymi w górnym odcinku Dniestru i aggradacja torfu na osadach aluwialnych w Kotlinie (Starkel i in. 2009; Ja-

cyszyn i in. 2011), zastąpiona w dół biegu rzeki, systemem równin zalewowych i teras meandrującego Dniestru (Huhmann i in. 2004; Gębica i in. w druku). Efektem złożoności czynników w różnych regionach, a zatem różnych odcinkach profilu podłużnego doliny Dniestru są przedstawione poniżej typy ewolucji stożków i odcinków dolin, charakteryzujące się różną szerokością dna, spadku, sekwencją teras, rozcięciem i włożeń aluwii.

A. Stożki napływowe u wylotu dolin z Karpat o szerokości 0,5–1,5 km, większym spadku (2–4 ‰), złożone z szeregu rozcięć i włożeń aluwii o wyraźnej tendencji do zawężania dna i pogłębiania koryta. W ostatnim tysiącleciu przewaga aggradacji (stożek Dniestru, Strwiąża, Stryja, Świcy). Na stożkach małych dolin (Bystrzyca Pidbuzska, Tyśmienica) pogłębianych jeszcze w późnym wistulianie przeważała w ostatnich 2 tysiącach lat akumulacja mady i deluwii związanych z gospodarczą działalnością człowieka.

B. Stożki napływowe sypane w obrębie kotlin o szerokości 4–8 km, małym spadku (poniżej 1–2 ‰) (Kotlina Górnodniestrzańska, Stryjsko-Żydaczowska, Halicko-Bakaczowska). Pogłębiane w późnym wistulianie i nadbudowywane przez akumulację przeważnie organiczną w eolim mezoholocenie (Kotlina Górnego Dniestru). W młodszym holocenie okryte płaszczem mady i osadów stokowych. W Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej, nadbudowa stożka Stryja przez włożenia związane z pojedynczymi przerzutami koryt, z tendencją do zawężania aktywnej równiny zalewowej.

C. Odcinki zwężeń dolinnych o charakterze przełomów, szerokości do 2 km, w których występują przeważnie młode aluvia holoceny, co jest związane z koncentracją przepływu i przeróbką starszych aluwii (przełom Dniestru w rejonie Żurawna).

D. Podolski odcinek doliny Dniestru (poniżej Niżniowa). Dniestr płynie wciętym do głębokości 50–100 m jarem (kanionem) o przebiegu meandrowym, powstałym wskutek tektonicznego podnoszenia płyty Podola. Równina zalewowa złożona z aluwii żwirowo-piaszczystych ograniczona do wypukłych odcinków koryta meandrowego.

PODZIĘKOWANIA

Dziękujemy Mgr Natalii Czumak z Narodowego Uniwersytetu Kijowskiego za wykonane

analizy palinologiczne w profilu Żydaczów Dąb IV. Prof. K. Szczepankowi z Uniwersytetu Jagiellońskiego dziękujemy za wykonanie eks-

pertyzowej analizy palinologicznej z profilu Nadetyczy II. Prof. K. Harmacie z Instytutu Botaniki UJ dziękujemy za udostępnienie wyników analizy palinologicznej i datowań radiowęglowych z profili Łuka II i Ćwitowa. Prof. M. Krąpcowi z Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa dziękujemy za wykonanie datowań radiowęglowych. Serdeczne

podziękowania składamy anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi merytoryczne.

Badania były wykonane w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego Nr NN 306 691640 „Zapis holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka w aluwialach dolin przedpola Wschodnich Karpat”.

LITERATURA

- Afremow D.N., 1970 – Wiek osadów równiny zalewowej Dniestru na podstawie analiz palinologicznych. *Wiestnik Moskovskowo Uniw., Ser. Geogr.*, 3: 102-105.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz W.P., Krąpiec M., 2005 – Holocene terrace of the Velyky Lukavets river in Starunia: sediments and dendrochronology. W: M. Kotarba (red.), Polish and Ukrainian Geological studies (2004-2005) at Starunia – the area of discoveries whooly rhinoceroses. Warszawa-Kraków: 95-102.
- Budek A., Jacyszyn A., Starkel L., 2001 – Aluwia holocenijskie i ich relacje do faz osadniczych na Wysoczyźnie Samborskiej i w Kotlinie Górnego Dniestru. W: J. Garncarski (red.), Neolit i początki epoki brązu w Karpatach Polskich. Muzeum Podkarpackie w Krośnie: 241-249.
- Cys P.H., 1962 – Geomorfologia USSR. Wyd. Lwowskiego Uniwersytetu: 223 ss.
- Czyżewski J., 1928 – Z historii doliny Dniestru. Studia regionalne z geografii Polski, Prace Geograficzne wydawane przez prof. E. Romera, 10: 3-62.
- Demediuk N.S., Sokurov S.A., 1974 – Anomalnie wysokie miąższości aluwii w przedgórskiej części doliny Dniestru i wykorzystanie ich przy poszukiwaniach soli. Materiały Czwartorzędu Ukrainy. Do IX Kongresu INQUA. Naukowa Dumka, Kijów: 259-265.
- Demediuk N.S., Hristoforowa T.F., 1975 – O pierwszym odkryciu torfu kopalnego wieku mikulińskiego na Przedkarpaciu. *Dopowiedzi AN USRR, ser. B*, 8: 678-682.
- Gębica P., 2011 – Stratigraphy of alluvial fills and phases of the Holocene floods in the lower Wisłok river valley, SE Poland. *Geogr. Pol.*, 84, Sp. Iss., 1: 39-60.
- Gębica P., Krąpiec M., 2009 – Young Holocene alluvia and dendrochronology of subfossil trunks in the San river valley. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 43: 63-75.
- Gębica P., Starkel L., Jacyszyn A., Budek A., Krąpiec M., Kalinowych N., 2011 – Ewolucja doliny Strwiąża w późnym glacie i holocenie na przedpola Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina). Glaciał i Peryglaciał Wschodniego Podkarpacia. Monografia naukowa. XVII ukraińsko-polskie seminarium, Sambor, 15-18 września 2011: 106-116.
- Gębica P., Starkel L., Jacyszyn A., Krąpiec M., w druku – Medieval accumulation in the Upper Dniester river valley: the role of human impact and climate change in the Carpathian Foreland. *Quat. International*.
- Harmata K., Machnik J., Starkel L. (red.), 2006 – Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dniester catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 259 ss.
- Harmata K., Machnik J., Starkel L., 2006 – Transformation of natural environment by human activities. W: K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dniester catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 245-251.
- Harmata K., Kalinowicz N., Budek A., Starkel L., Wieliczekiewicz F., 2006 – Mire and the Dniester valley near Majnicz. W: K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dniester catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 32-43.
- Hofsztejn I.D., 1964 – Neotektonika Karpat. Kijów: 182 ss.
- Huhmann M., Brückner H., 2002 – Holocene terraces of the upper Dniester. Fluvial morphodynamics as a reaction to climate change and human impact. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, (Suppl.): 67-80.
- Huhmann M., Kremenetski K.V., Hiller A., Brückner H., 2004 – Late Quaternary landscape evolution of the upper Dniester valley, western Ukraine. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209: 51-71.

- Jacyszyn A., Budek A., Kalinowicz N., Starkel L., 2006 – Dnister river valley. W: K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 21-31.
- Jacyszyn A., Boguckij A., Gołub B., Lanczont M., Tomeniuk O., 2011 – Etapy morfogenezy północno-zachodniej części doliny Dniestru. Glacja i Peryglacja Wschodniego Podkarpacia. Monografia naukowa. XVII ukraińsko-polskie seminarium, Sambor, 15-18 września 2011: 26-61.
- Kalicki T., 1991 – The evolution of the Vistula River valley between Cracow and Niepołomice in the Late Vistulian and Holocene Times. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 6: 11-39.
- Kalicki T., 1996 – Phases of increased river activity during the last 3500. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 9: 94-101.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1996 – Reconstruction of phases of “black oaks” accumulation and of flood phases. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 9: 78-85.
- Korczyński O., 2007 – Zudecz. Materiały i badania. Z archeologii Przedkarpacia i Wołynia, wyd. 11: 264-280.
- Krawczuk J., 1999 – Geomorfologia Przedkarpacia. Lwów, Merkator: 187 ss.
- Lanczont M., Boguckij A., 2002 – Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza Halickiego. W: T. Madeyska (red.), Lesy i paleolit Naddniestrza Halickiego (Ukraina). Czwartorzęd Europy Środkowej, cz. III. Kraków: 33-182.
- Lanczont M., Boguckij A., 2007 – High-resolution terrestrial archive of the climatic oscillation during Oxygen Isotope 5-2 from the unique loess-paleosol sequence at Kołodiiv (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geol. Quart.*, 51(2): 105-126.
- Łomnicki A., 1905 – Atlas Geologiczny Galicyi, t. 18.
- Machnik J., Pawliw D., Petehyrycz W., 2006 – Recapitulation of results of the archaeological research and outline of the history of the earliest settlement on the Sambir Upland (including the Strvjaż river basin) and the Drohobycz Upland. W: K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 93-59.
- Ossowski G., 1890 – Zbiór wiadomości do Antropologii Krajowej. Kraków, t. 14: 38-40.
- Palienko W., 1974 – O typach holocenijskich osadów aluwialnych doliny Dniestru. Materiały okresu czwartorzędu Ukrainy. Do IX Kongresu INQUA. Naukowa Dumka, Kijów: 247-258.
- Romer E., 1906 – Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Kosmos, Lwów: 363-386.
- Rudnicki S., 1907 – Spostrzeżenia do morfologii Przedkarpackiego odcinka doliny Dniestru. Sekcja Nauk Matematyczno-Przyrodniczo-Lekarska Towarzystwa im. T. Szewczyński, t. 2: 1-80.
- Starkel L., 1995 – New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka valley near Dębica. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 8: 73-90.
- Starkel L., 2001 – Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie IGiPZ PAN, 1. Warszawa: 263 ss.
- Starkel L., Jacyszyn A., 2006 – Phases of river valley evolution during the Holocene. W: K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to Early Medieval period. Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. PAU. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 3: 79-81.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996 – Hydrological changes of valley floors in the upper Vistula basin during Late Vistulian and Holocene. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 9: 1-128.
- Starkel L., Gębica P., Budek A., Krąpiec M., Jacyszyn A., Kalinowicz N., 2009 – Evolution of the lower section of the Strvjaż river valley during the Holocene (foreland of the Eastern Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balkanica*, 43: 5-37.
- Steinhilber F., Beer J., 2011 – Solar activity – the past 1200 years. *PAGES News*, 19(1): 5-6.
- Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C., 2009 – Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36: 1-5.
- Teisseyre H., 1933 – Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, VII(3): 421-447.
- Teisseyre H., 1938 – Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 13: 31-81.

THE ROLE OF CLIMATE CHANGE, HUMAN IMPACT AND TECTONICS IN THE LATE QUATERNARY EVOLUTION OF THE DNIESTER RIVER VALLEY IN THE EASTERN CARPATHIAN FORELAND (WESTERN UKRAINE)

SUMMARY

Abstract. The dated sites in the valleys of Dniester and Stryj Rivers documents the occurrence of Vistulian terrace and 3–4 Holocene terraces and several alluvial fills and paleochannel systems within the floodplain, dating back to the 15 000–16 000 BP, 12 000–11 000 BP, Younger Dryas, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, 3500–3000 BP, 2100–1700 BP, as well as periods 5th–6th, 10th–12th, 14th–16th and the last 150–200 years. Alluvial fills distinguished in the Upper Dniester and its tributaries correlate well with previously established phases of enhanced fluvial activity in the valleys of Upper Vistula, the Wisłoka, Wisłok and San in the Western Carpathian Foreland. Increasing number of sites in the Dniester and Stryj Rivers indicates occurrence of enhanced flood accumulation connected with increase in precipitation or/and cooling of climate (Younger Dryas, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, 5th–7th), phases connected with human impact (Roman Period, 10th–12th and 19th–20th centuries) as well as phases of coincidence of both factors (Little Ice Age). Cutting through the longitudinal profile of the Dniester terraces progressed from the mountain margin downstream towards the Upper Dniester Basin shows that thickness of overbank sediments increased. The succession of valley segments with predominance of fluvial erosion at the mountain margin and valley narrowing and accumulation processes in the basins, on the evolution of the longitudinal profile of the Dniester valley, suggest that it is influenced not only by climate change and human impact but also by neotectonic movements – uplifting at the Eastern Carpathians margin and subsidence in the basins. In consequence of complexity above factors in the different regions therefore in the different sections of the longitudinal profile of the Dniester valley we can distinguish several evolution types of alluvial cone and sections of valleys.

Key words: flood phases, human impact, Dniester valley, types of alluvial fan, Eastern Carpathian Foreland

Research in the valleys of Dniester and Stryj Rivers documents the occurrence of Vistulian terrace and 3–4 terraces within the floodplain as well as several alluvial fills within the lowest of these terraces, 4–6 m high. Together with alluvial fills dated to the 15 000–16 000 BP, 12 000–11 000 BP, Younger Dryas, 8700–8000 BP, 5600–5400 BP, 3500–3000 BP, 2200–1700 BP, and also 5th–6th century AD, are distinguished fluvial sediments from the 10th–12th, 14th–16th and the last 150–200 years. Flood phases distinguished in the Upper Dniester basin correlate well with previously established phases of enhanced fluvial activity in the valleys of Upper Vistula, the Wisłoka, Wisłok and San in the Western Carpathian Foreland. In the Late Vistulian and older Holocene the phases of increase fluvial accumulation were exclusively connected with more humid and cold climatic phases. Records of human impact in the Dniester valley date back to the Neolithic and later periods and comprise alluvia reflecting floods marked by changes of river channels and acceleration of deposition of overbank facies (Fig. 11). Deterioration of climate in the end of the Atlantic and at the beginning of the Subboreal periods (5400–5000 BP) with considerable deforestation and plant cultivation, linked with tribes of the Funnel Beaker cultures, caused soil erosion and sedimentation alluvial sands over the peat dated at 5400 BP in the Upper Dniester Basin. The pastoral people of the Corded Ware culture (4400–3800 BP) exploited

mainly uplands where are a great number of barrows. The presence of rare pollen of Cereals in Ćwitowa and Majnycz suggest that the soil cultivation was not totally excluded on the river terraces. The climate during this period was rather wet, as indicated by rise of the ground water level at Majnycz and Ćwitowa profiles. Changes of river channels and increase of overbank deposition in the Dniester and Stryj valleys falls on the period 3500–3000 BP. In this time the people of the Mierzanowice and Trzciniec culture appeared. It left its traces on the low terrace in Majnycz, and on the high terrace in Bukačivce and Tenetniki in the Dniester valley. The Roman Period was a time of enhanced human activity and flood deposition proved by subfossil tree trunks dated at 2200–1700 BP. In the Migration Period (5th–6th centuries) regression of agriculture, reforestation and increase in frequency of floods is observed. This time is represented by insert of the alluvia with subfossil trunks within the Strvjaž and Stryj terraces. Flood phases 10th–12th centuries and 14th–16th centuries record growing human activity in the Carpathians. The progressing deforestation in the 10th–12th centuries is evidenced by palinological analyses of peat-bogs and organic sediments overlain by overbank sediments in the Upper Dniester Basin (Harmata, Kalinowicz 2006), as well as overbank sediments of the Stryj river valley dated at 990–1080 BP in the Žydačiv Dače profile. Record of the Early Medieval floods is reflected in the Dniester valley, in its Carpathian

outlet, by insert of 2–4 m gravel terrace. The floods of the first part of the 11th century correlate well with more humid climatic phase (960–900 BP), predating the Medieval climate warming (Medieval Climate Anomaly) (Fig. 11). The floods in the 14th–16th centuries, along with anthropogenic component, distinctly coincides with the humid and cool climate events at the beginning of the Little Ice Age (680–610 BP and 550–380 BP) (Fig. 11).

Cutting through the longitudinal profile of the Dniester terraces progressed from the mountain margin downstream towards the Upper Dniester Basin shows that thickness of overbank sediments increased. The succession of fluvial erosion and accumulation processes in the evolution of the longitudinal profile of the Dniester valley suggest that it is influenced not only by climate change and human impact but also by neotectonic movements – uplifting at the Eastern Carpathian margin and subsidence in the basins. This is documented by strath terraces in the upper course and peat aggradation over alluvial deposits in the Upper Dniester Basin, downstream replaced again by system of floodplains and terraces of meandering Dniester. In consequence of complexity above factors in the different regions therefore in the different sections of the longitudinal profile of the Dniester valley

we can distinguish several evolutionary types of alluvial cone and sections of valleys:

A. Alluvial fans accumulated in the outlet of Carpathian, width 0,5–1,5 km, higher gradient (2–4 ‰), with several cut and alluvial fills, with tendency to narrowing of active valley floors and deepening. In the last millennium fluvial aggradation predominate (Dniester, Strwiąż, Stryj and Świca alluvial cones).

B. Alluvial cones accumulated within the basins width 4–8 km, very low gradient (below 1–2 ‰) (Upper Dniester Basin, Stryj-Żydačiv and Halič-Bukačiv Basins). Deepened in the Late Vistulian, and upbilled by the organic accumulation in the Eo- and Mesoholocene. In the Younger Holocene the deposition of the overbank deposits increased due to deforestation and land cultivation.

C. Segments of valley narrowing, which have the characteristics of gorge, width to 2 km, built with the young Holocene alluvia due to concentration of water discharge and reworking of older alluvia (Dniester gorge below Żurawno).

D. Podilian segment of Dniester valley (below Niżniów). Dniester flows in a 50–100 m deep gorge which has a meandering course, formed as a result of tectonic uplift of the Podilian plate. The floodplain comprise coarse grain channel alluvia limited only to the point bar of meanders.

PAGÓRKI WARCIAŃSKIE – PRZYKŁAD ZŁOŻONEJ FORMY GLACIGENICZNEJ

ZARYS TREŚCI

Celem artykułu jest zaprezentowanie formy glacialnej jaką są Pagórki Warciańskie. Forma ta, pomimo prowadzonych od pół wieku badań, do chwili obecnej zaliczana jest do różnych typów genetycznych. Wykonano krótki przegląd literatury ukazujący problem. Następnie przedstawiono wyniki badań przeprowadzonych na podstawie analizy mezostrukturalnej. Analizę oparto na wynikach pomiarów spękań, uskoków, fałdów i warstw zaburzonych. Wytyczne płaszczyzny symetrii były podstawą do wyznaczania osi przebiegu paleonaprężeń oraz ich charakteru. Na tej podstawie udokumentowano oraz opisano dwa piętra strukturalne będące efektem dwóch etapów powstawania tej formy.

Słowa kluczowe: zlodowacenie warty, złożone formy polodowcowe, analiza uskoków i spękań

POŁOŻENIE I DOTYCHCZASOWE BADANIA

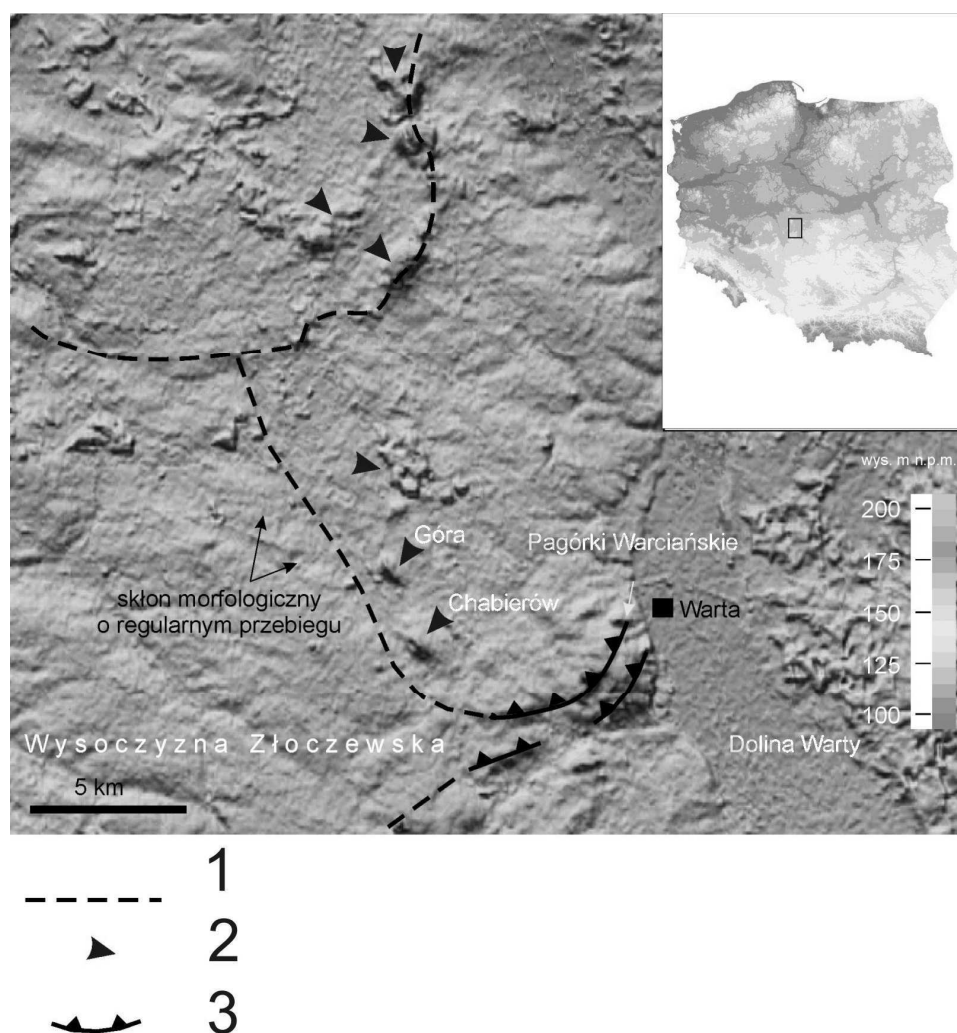
Pagórki Warciańskie położone są na południowy zachód od miasteczka Warta, w północno-wschodniej części Wysoczyzny Złoczewskiej. Od wschodu ograniczone są doliną rzeki Warty, od południa niewielką dolinką bezmiennego dopływu Warty o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (Gołuchy – Bartochów), od zachodu natomiast doliną Swędrni. Na północy znajduje się kolejny bezmienny dopływ Warty. Wysokości bezwzględne na obrzeżeniach Pagórków Warciańskich wahają się w granicach 135–145 m n.p.m., w dolinie Warty około 120 m n.p.m. (rys. 1).

Główny kompleks stanowi zwartą, zajmującą obszar około 12 km² grupę wzniesień o wysokościach od 160 do 190 m n.p.m., stanowiąc jakby wyspę w otaczającej ją okolicy. Szczególnie duże deniwelacje występują na wschodnich stokach Pagórków Warciańskich, które opadają tu stromo ku dolinie Warty. Od południa, zachodu i północy wzniesienia te otacza względnie płaska powierzchnia wyniesiona 140–150 m n.p.m., ponad którą wznoszą się izolowane formy wypukłe w miejscowościach: Tubądzin, Chabierów, Góra oraz Kolonia Bartochów. Formy te w kulminacjach osiągają podobne wysokości co Pagórki Warciańskie (165–175 m n.p.m.) i podobnie jak one charakteryzują się dużymi deniwelacjami i stromo nachylonymi

stokami. Co do genezy tych form, to w literaturze spotykamy różne propozycje. Krygowski (1972) stwierdza, że są to „formy czołowo-morenowe o strukturze kemowej”. Klatkova (1972) wiąże genezę wszystkich występujących w tej okolicy pagórków z akumulacją glacyfluwialną w szczelinach lodowca w czasie arealnego zaniku lądolodu stadiału warty. W nowszych pracach (Klatkova, Załoba 1991) formy te klasyfikowane są jako kompleks moreny czołowej spiętrzonej, nadbudowanej przez osady kemów. Na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Warta (Klatkova, Załoba 1992) Pagórki Warciańskie zaliczono do moren czołowych spiętrzonych, zbudowanych z piasków, żwirów i gładów, natomiast wspomniane wcześniej okoliczne wzniesienia określono jako kemy.

Tak więc, od ponad 40 lat geneza tych form nie jest jednoznacznie określona. Nawet obecne opracowania mają zupełnie odmienne określenia Pagórków Warciańskich. Warto tu wspomnieć o mapie zamieszczonej w monografii regionu łódzkiego (Turkowska 2006), gdzie spotkamy wyróżnienie „Pagórki i wzgórze spiętrzeń glacytektonicznych” oraz mapie Obiekty geoturystyczne... (2011), na której Pagórki Warciańskie zostały nazwane kemem „Łysa Góra”.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, IGMiT, Zakład Geoinformacji, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź



Rys. 1. Elementy paleogeografii obszaru okolic Pagórków Warciańskich w okresie zlodowacenia warty na tle numerycznego modelu terenu o rozdzielczości przestrzennej 90x90 m

- 1 – zasięg fazy recesyjnej zlodowacenia warty; 2 – formy glaciofluwialne, w tym kemy;
3 – strefa nasunięć glacitektonicznych

Selected elements of palaeogeography surroundings of Warta Hills during the Wartanian Glaciation on the background of digital terrain model of the spatial resolution of 90x90 m

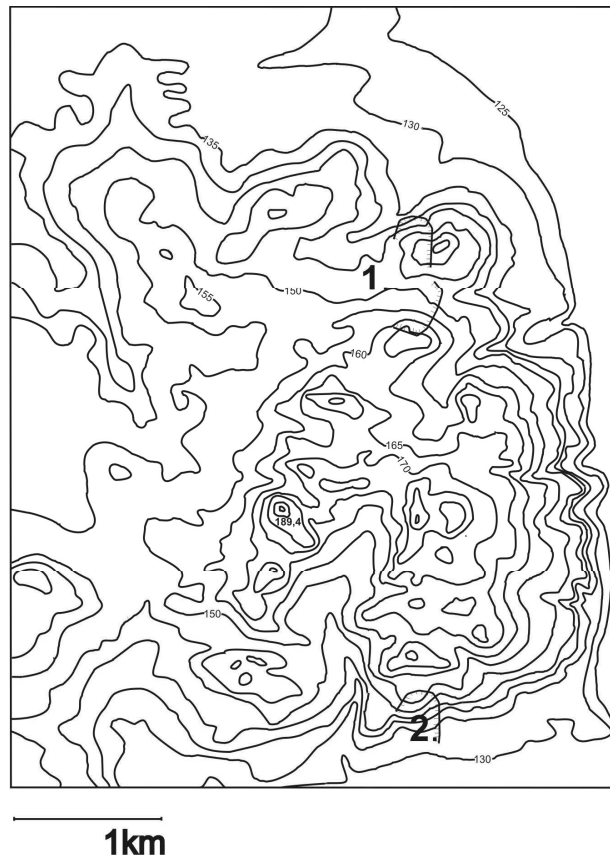
- 1 – recessional phase of Wartanian Glaciation; 2 – glaciofluvial landforms, including kames;
3 – zone of glaciotectionic thrusts

OPIS MORFOLOGICZNY I METODY BADAŃ

W morfologii Pagórków Warciańskich trudno wyznaczyć wyraźną oś formy (rys. 2). Występuje tu wiele kulminacji, a kształt pagórków można uznać za nieregularny. W obrębie Pagórków Warciańskich prowadzono badania w dwóch stanowiskach: w Dusznikach, ich północnej części, oraz w Bartochowie w części południowej.

Stanowisko Duszniki położone jest w północno-zachodniej części głównego kompleksu Pagórków Warciańskich. Składa się ono z dwóch dużych odkrywek położonych na różnych pozio-

mach i jednego niewielkiego odsłonięcia w zachodniej części stanowiska. Odkrywka północna (dolna) swoim zasięgiem obejmuje brzeżne fragmenty formy, jej dno sięga niżej. Główna odkrywka umiejscowiona bliżej centralnej części formy jest większa, a jej dno znajduje się na wyższym poziomie niż w odkrywce dolnej. Dzięki takiej lokalizacji odsłonięć mamy możliwość przesłedzenia osadów od górnych partii formy, aż po jej zakorzenienie w części północnej.



Rys. 2. Szkic hipsometryczny oraz lokalizacja stanowisk

1 – stanowisko Duszniki; 2 – stanowisko Bartochów

Hypsometric sketch and location of research sites

1 – Duszniki site; 2 – Bartochów site

Cechy strukturalne i teksturalne osadów wskazują na ich sedimentację w środowisku wód płynących o różnej dynamice i charakterystyce, w niektórych miejscach na bezpośrednią akumulację lodowca w postaci wyciśniętej gliny zwałowej, a także osadów ablacyjnych.

Cechą charakterystyczną występujących tu osadów jest ich zróżnicowanie zarówno w skali, jak i rodzaju deformacji. Można wyróżnić struktury mikro i mezoskalowe – od drobnych struktur znajdujących się w pojedynczych litofacjach o centymetrowych rozmiarach do kilkunastu metrowych rozwiniętych w różnych kompleksach osadowych.

W osadach tych wykonano 270 pomiarów uskoków i spękań, a następnie zestawiono w postaci projekcji stereograficznych na dolną półkulę na siatce Schmidta korzystając z programu Stereonet. Przy charakterystyce przestrzennego ułożenia uskoków i spękań, struktury te pogrupowano w zespoły. Dla każdego z analizowanych punktów badawczych przyjęto jednolity system oznaczania zespołów uskoków, któ-

rego podstawą były przybliżone kierunki ich rozciągłości oraz wartości upadu. Ponadto zdefiniowano tzw. grupy uskoków sprzężonych – zespoły uskoków, które mają zbliżone kierunki rozciągłości, ale przeciwstawne kierunki upadu. Na podstawie tak zdefiniowanej architektury przestrzennego ułożenia uskoków i spękań, wyznaczono przebieg płaszczyzn symetrii, które byłyby wspólne dla jak największej liczby wyróżnionych struktur. Ze względu na niewielką populację pomiarów, płaszczyzny symetrii wyznaczano w sposób uproszczony, stosując się jednak do podstawowych reguł koncepcji klas symetrii wprowadzonych do geologii strukturalnej przez Patersona i Weissa (1961). W pierwszej kolejności rozważano przebieg dwusiecznych kątów zawartych między uśrednionymi kierunkami rozciągłości uskoków i spękań określanymi dla poszczególnych grup uskoków sprzężonych lub pojedynczych zespołów. W drugiej kolejności brano pod uwagę przebieg średnich kierunków rozciągłości uskoków i spękań w obrębie grup uskoków sprzężonych lub pojedynczych zespołów. Wyznaczone płaszczyzny

symetrii pozwoliły określić typ symetrii przestrzennego ułożenia uskoków i spękań, a w domyśle również pola odkształceń – paleonaprężeń. Ze względu na ograniczoną objętość artykułu

i dość dużą ilość przeprowadzonych rekonstrukcji pól naprężeń przedstawiono na rycinach syntetyczne, zbiorcze wyniki.

ANALIZA MEZOSTRUKTURALNA

W odkrywce dolnej stanowiska Duszniki przeprowadzono rejestrację i analizę cech litologicznych osadów i charakterystykę deformacji – uwzględniając ich parametry geometryczne (orientacje osi fałdów, kierunki biegów, zrzutów uskoków). Dokonano podziału na osady najniższego piętra, w których stwierdzono: spękania zaobserwowane w glinie zwałowej oraz uskoki w osadach glacyfluwalnych. W odsłonięciu tym pomierzono również kąty zapadania 14 warstw żwirowych o bardzo słabym wysortowaniu, nachylonych monoklinalnie pod dużym kątem. Całość badań w tej odkrywce uzupełnia pomiar uskoków w górnej części osadów glacyfluwalnych (rys. 3).

W drugiej odkrywce położonej bliżej części centralnej formy, rejestrowano deformacje widoczne na ścianie o długości około 230 metrów, w osadach o miąższości przekraczającej 10 metrów. Również tu badane osady zostały podzielone na dwa pakiety piasków i żwirów glacyfluwalnych oraz glinę lodowcową.

Pakiet I osadów położony najbardziej w kierunku środka formy oraz na jej szczycie to piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości około 10 metrów, w większości profilu masywne, w niektórych miejscach występuje w nich słabo zaznaczone warstwowanie horyzontalne. W ten pakiet włożonych jest kilka, niespełna centymetrowych, ułożonych horyzontalnie warstw mułków. W osadach tych występuje dość duża ilość mikrouskoków normalnych o niewielkich, centymetrowych zrzutach.

W kierunku północno-zachodnim pakiet ten ograniczony jest dość wyraźną, prawie pionową powierzchnią nieciągłości, za którą rozpoczynają się osady pakietu II. Są to warstwowane horyzontalnie piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami i głazikami o średnicach do 10 cm.

W kierunku północno-zachodnim charakter osadów zmienia się, materiał staje się drobniejszy – brak tu przeławień grubych żwirów, miąższość pakietu II zostaje zredukowana do około 3 metrów. Poniżej tej warstwy ukazują się zaburzone osady bardzo słabo wysortowanych żwirów i grubych piasków z drobnym matriksem o miąższości około 2,5 m, w które wciśnięta jest w postaci fałdu glina

lodowcowa. Glina ta tworzy dwa symilarne fałdy stojące o azymutach kierunków osi 50 °W i 52 °W. Powstanie tych fałdów spowodowało zaburzenie leżących wyżej warstw piaszczystych poprzez utworzenie w nich serii spękań koncentrycznych i uskoków o niewielkich zrzutach (Jaskulski 2003) (fot. 1).

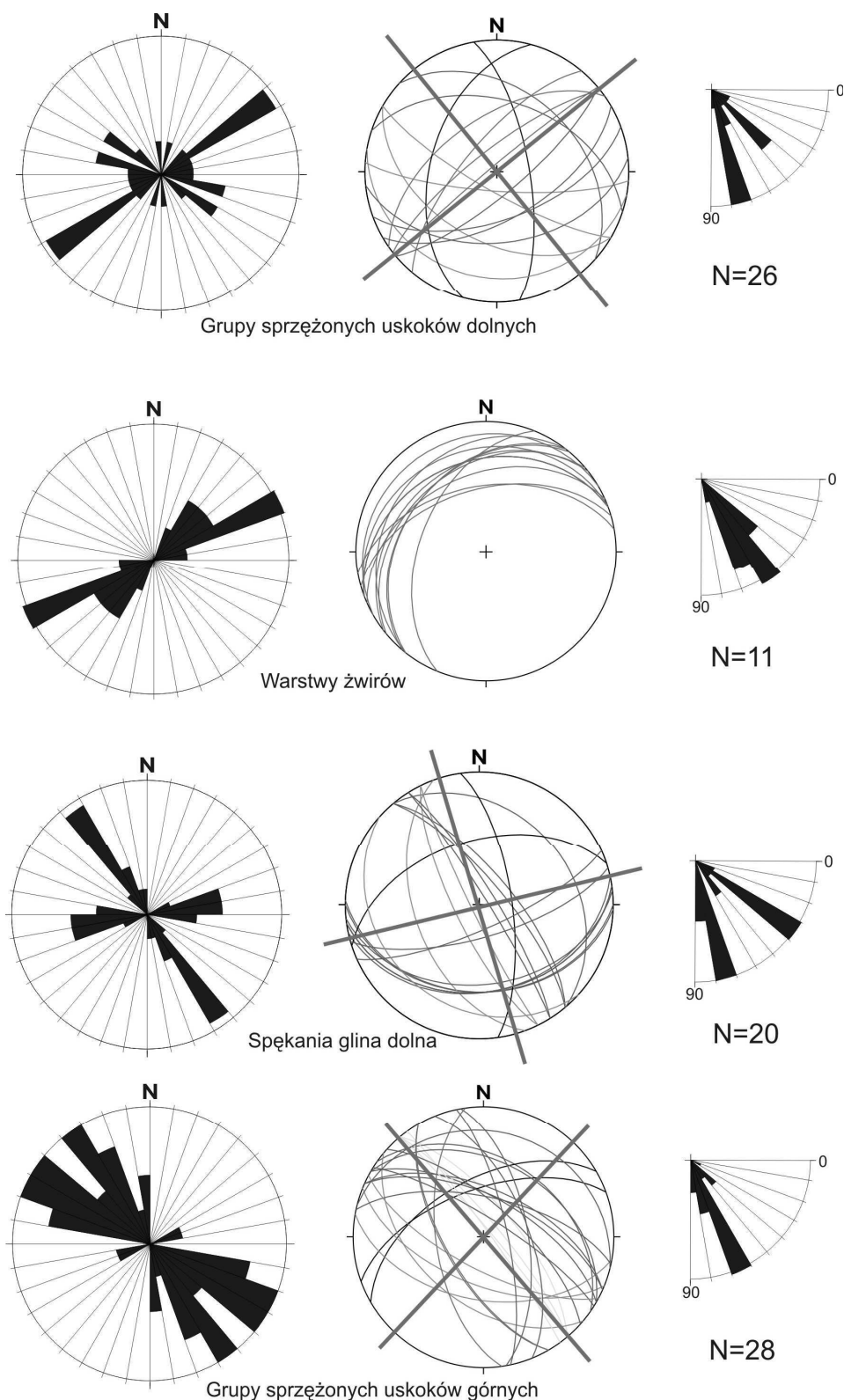
Profil przykryty jest rytmicznie warstwowanymi osadami piaszczysto-mułowymi, o miąższości rosnącej w miarę przesuwania się na południowy zachód oraz diamiktonem, w którym występują struktury pogrążowe.

Pomierzone elementy deformacji zostały podzielone na 4 grupy (rys. 4): 1) spękania w glinie w diapirowych wyciśnięciach, 2) uskoki w osadach glacyfluwalnych znajdujące się w obniżeniu pomiędzy fałdami, 3) uskoki znajdujące się w II pakiecie, 4) uskoki strefie przejścia pomiędzy I i II pakietem.

Nie analizowano mikrouskoków w I pakiecie ze względu na niemożność dokonania ich pomiarów.

W północno-zachodniej części Pagórków Warciańskich występuje jeszcze jedno niewielkie odsłonięcie, położone około 100 m na zachód od odkrywki głównej. W odkrywce zachodniej zarejestrowano występowanie osadów glacyfluwalnych piaszczysto-żwirowych o horyzontalnym warstwowaniu poprzecinanych uskokami, w których dokonano 16 pomiarów.

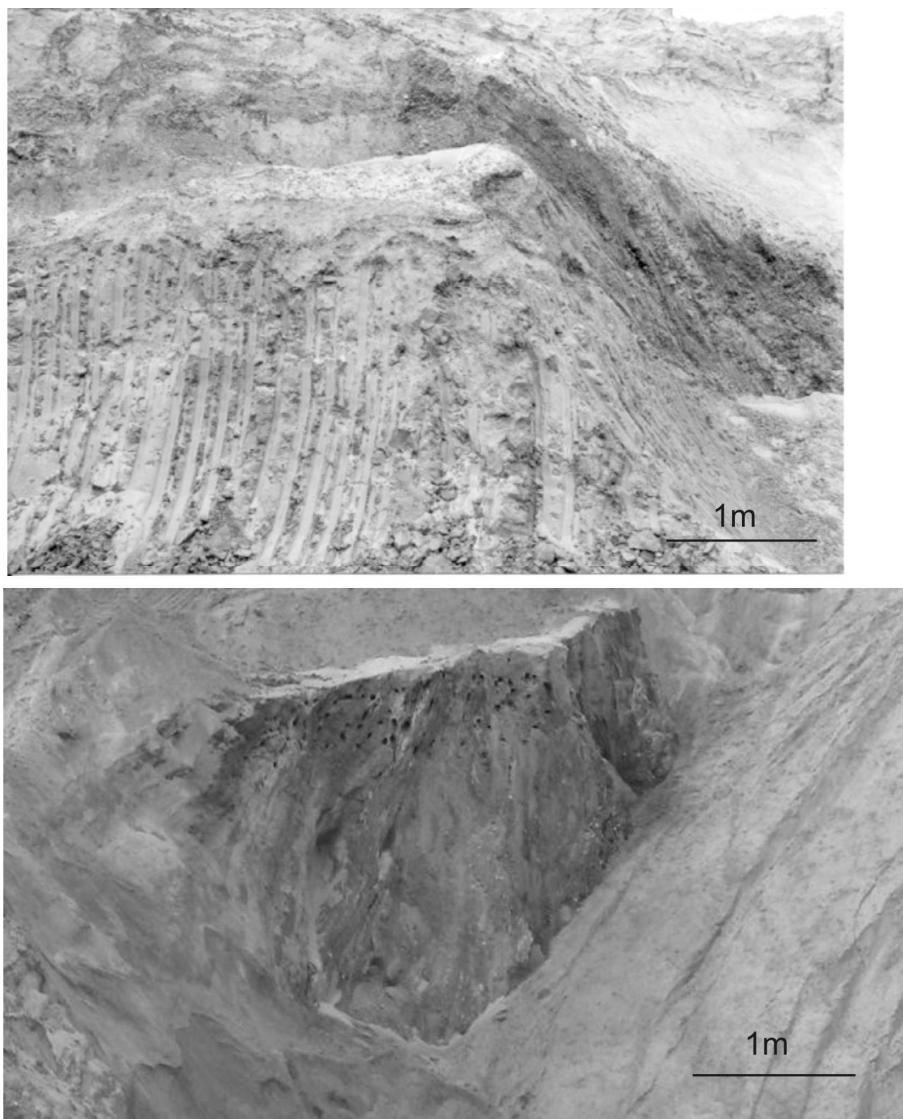
Przedstawiona powyżej architektura przestrzennego ułożenia uskoków ma dość złożony charakter. W większości badanych miejsc obserwuje się po dwie grupy uskoków, bądź spękań sprzężonych. Jednak szerokie spojrzenie na całość zaobserwowanych deformacji pozwala zauważyć wiele prawidłowości. Przede wszystkim widać wyraźną różnicę pomiędzy niektórymi elementami dolnego piętra strukturalnego a górnego. Różnica ta głównie występuje w przypadku dolnych uskoków zarejestrowanych w osadach glacyfluwalnych, których biegi i główna płaszczyzna symetrii mają przebieg NE–SW. Dodatkowo ten sam kierunek wykazują zaburzone warstwy żwirowe – niestety nie jest wiadome czy stanowią one jakiś fragment większej struktury np. fałdu.



Rys. 3. Architektura uskoków i spękań zarejestrowanych w dolnej odkrywce w odsłonięciu Duszniki
od lewej: zbiorczy diagram rozetowy rozciągłości uskoków i spękań, projekcja stereograficzna powierzchni uskoków
oraz płaszczyzn symetrii; zbiorczy diagram rozetowy kąta zapadania powierzchni uskoków i spękań

Architecture of faults and joints within lower part of Duszniki site

from left: rose diagram of strike of fault and joint planes, stereographic plot of faults, joints and symmetry planes,
rose diagram of dip of fault and joint planes



Fot. 1. Stanowisko Duszyni. Diapir gliniasty zaburzający osady glacyfluwialne
(fot. Marcin Jaskulski, 2002)

Duszyni site. Clayey diapir disturbing glaciofluvial sediments

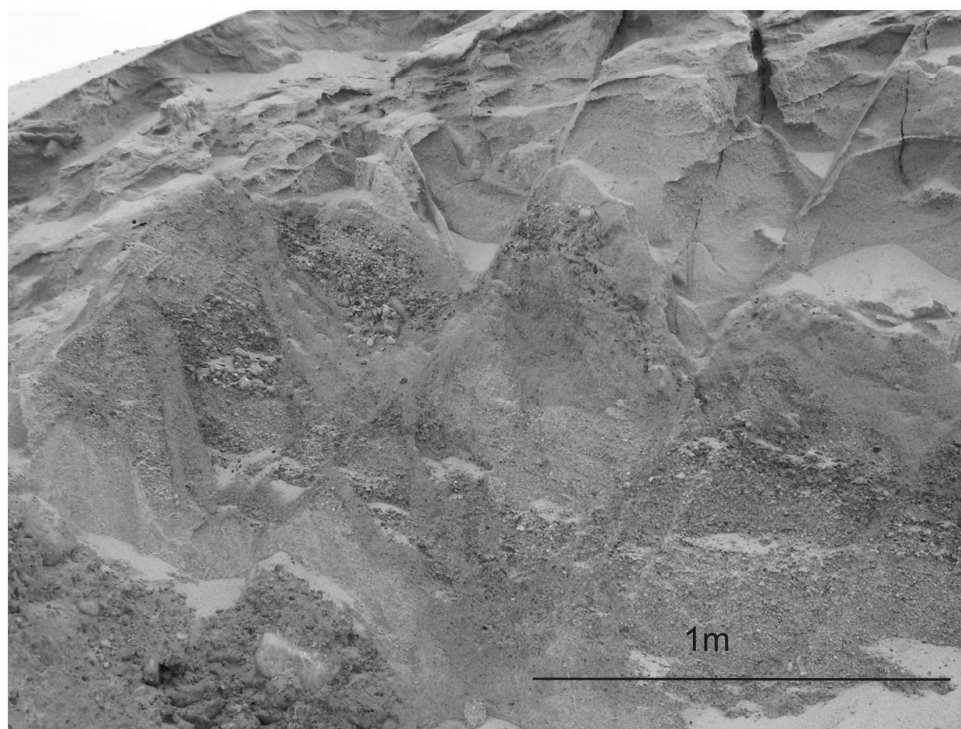
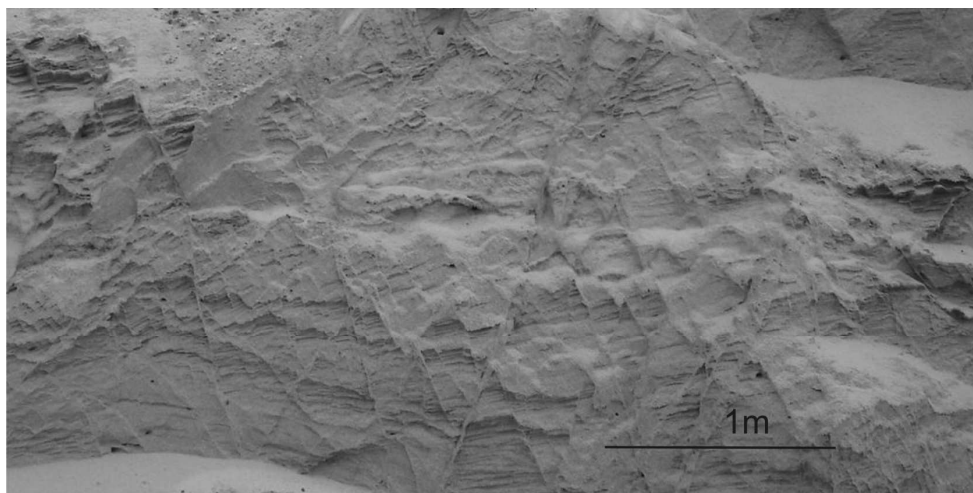
Następną grupą zarejestrowanych deformacji, podobną pod względem osadu w jakim się znajdują oraz architektury są spękania, które zaobserwowano w glinie lodowcowej występującej zarówno w dolnej, jak i górnej odkrywce. W górnej odkrywce występuje ona tylko w najwyższych częściach antyklin w symilarnych fałdach. W dolnej występuje dość powszechnie również w strukturach, które można uważać za fragmenty diapirów. Orientacje spękań, szczególnie w górnych częściach diapirów, wykazują wysoką korelację z przebiegiem osi fałdów.

Do trzeciej grupy analizowanych deformacji należy zaliczyć wszystkie pomierzone uskoki znajdujące się w osadach glacyfluwialnych, które występują ponad diapirami. Niewielkie różnice pojawiają się jedynie w zależności od miejsca, tj.

odległości od fałdów – jednak pomimo tego we wszystkich miejscach stwierdza się uskoki o bardzo podobnej architekturze (fot. 2). Niezależnie od lokalizacji pomiaru obecne są tu uskoki należące do tych samych zespołów i grup, zarówno wśród spękań w glinie jak i uskoków w osadach glacyfluwialnych. Tak więc pomimo dużego zróżnicowania tych zaburzeń powstały one w podobnie zorientowanych polach naprężeń. Wydaje się zatem, że uskoki te powstały w polu odkształceń ekstensyjnych, wygenerowanym wraz z rozwijającym się fałdem diapirowym. Szczególnie duże różnice występują w uskokach zarejestrowanych w centralnej części obniżenia pomiędzy diapirami. Takie pole naprężeń charakteryzujące się występowaniem kompresji ze wszystkich stron, wygenerowane

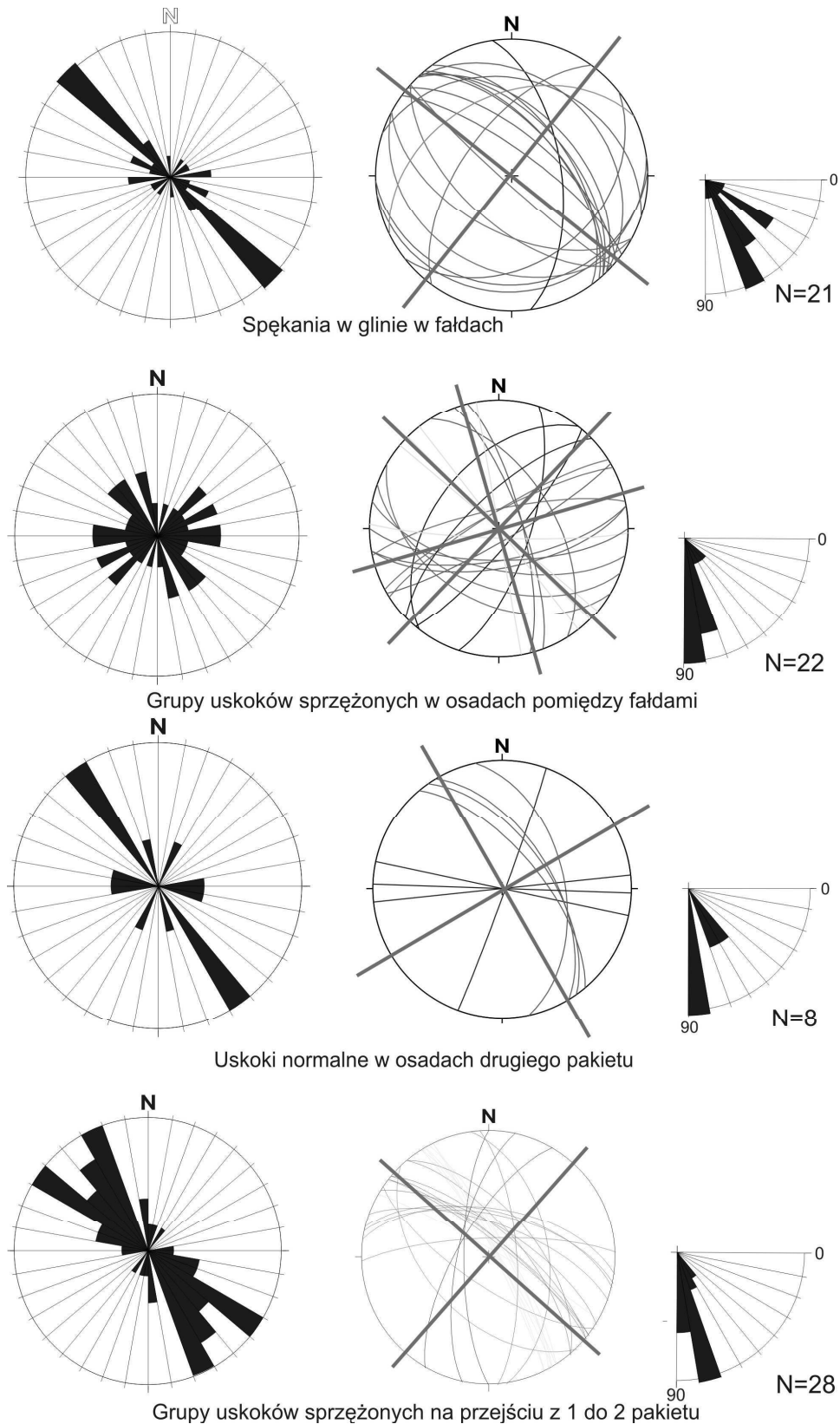
zostało przez dwa wypiętrzające się symilarne fałdy. Część z osadów zalegających nad gliną dostała się w pole oddziaływania dwóch nakładających się na siebie pól naprężeń. Podobny układ opisywany był przez Johnsona (1995). Dodatkowo na komplikacje takiego pola naprężeń w tym miejscu może mieć wpływ kształt diapirów, którego dokładne odtworzenie nie jest możliwe. Nie można też zakładać, że występują tu tylko dwa, a nie większa ilość gliniastych diapirów, choć nie były one widoczne w od-

krywce pomimo czteroletniej obserwacji eksploatacji. Jednak z informacji ustnej przekazanej od właściciela odkrywki wynika, że pojawiało się w przeszłości wiele miejsc, gdzie wśród eksploatowanych piasków występowała glina. Również dno eksploatacji piasków w odkrywce jest bardzo niewyrównane, w niektórych miejscach jego deniwelacje sięgają kilku metrów co świadczy o bardzo nierównej powierzchni gliny podścielającej eksploatowane osady piaszczysto-żwirowe.



Fot. 2. Stanowisko Duszniki. Uskoki w osadach glacifuwialnych
(fot. Marcin Jaskulski, 2006)

Duszniki site. Faults in glaciofluvial sediments



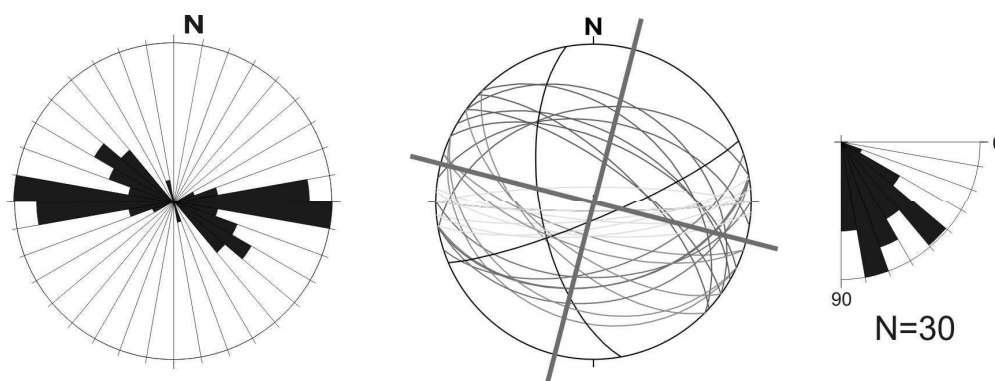
Rys. 4. Architektura uskoków w górnej odkrywce w odsłonięciu Duszniki
objaśnienia jak przy rys. 3

Architecture of faults within upper part of Duszniki site
for explanations see Fig. 3

W południowej części Pagórków Warciańskich znajduje się stanowisko Bartochów. Charakterystycznym elementem morfologicznym okolic odsłonięcia jest sucha dolina, która wcina się głęboko od południa w kompleks wyniesień oraz wyraźna krawędź morfologiczna całego kompleksu z dość stromym stoki. Duża i głęboka odkrywka ukazuje blisko 8 metrów osadów żwirowych o masywnej strukturze oraz piasków o warstwowaniu horyzontalnym. Warstwy te nachylone są w kierunku północno-zachodnim. Jaksa (2003) sugeruje, że depozycja tych osadów

zachodziła w wyniku bardzo szybkich przepływów, dodatkowo pojawiają się wśród nich przewarstwienia diamiktonów spływowych. Ich sedimentacja następowała syngenetycznie z akumulacją glacyfluwalną, co świadczy o bezpośredniej bliskości masy lodowej.

Cechą charakterystyczną tego kompleksu osadowego jest obecność w nim licznych uskoków. Ze względu na dużą jednorodność osadów wszystkie pomiary uskoków w liczbie 30 zostały przedstawione na jednym zbiorczym zestawie diagramów (rys. 5).



Rys. 5. Architektura uskoków w odsłonięciu Bartochów

objaśnienia jak przy rys. 3

Architecture of faults and joints within Bartochów site

for explanations see Fig. 3

Porównując wyniki badanych zaburzeń w Pagórkach Warciańskich od strony północnej i południowej można zauważyć podobieństwa. Jedna grupa sprzężonych uskoków powstała w polu naprężeń o identycznych kierunkach osi naprężeń głównych jak w głównej odkrywce w części północnej. Natomiast na powstanie i rozwój bardziej licznej drugiej grupy o przebiegu równoleżnikowym oraz uskoków pionowych, najprawdopodobniej wpływ wywarł fakt istnienia krawędzi morfologicznej formy o tym samym przebiegu. Biegi tych uskoków dokładnie pokrywają się z orientacją krawędzi strome go w tym miejscu południowego stoku Pagórków Warciańskich.

Wyniki przeprowadzonych badań strukturalnych uskoków i spękań w Pagórkach Warciańskich pozwalają stwierdzić istnienie dwóch oddzielnych poziomów deformacyjnych. Dolny poziom o głównej płaszczyźnie odkształceń NE–SW ma wyraźnie kompresyjny charakter i związany jest z dwoma kierunkami kompresji – grawitacyjnej pionowej oraz poziomej o kierunku działania NW–SE. Górny poziom deformacyjny związany jest z polami naprężeń, które powstały w wyniku oddziaływania wypiętrzających się gliniastych diapirów o przebiegu osi NW–SE. Dodatkowo ekstensywny wpływ na górny poziom deformacyjny miała krawędź morfologiczna i strome stoki badanej formy.

PODSUMOWANIE

Analiza struktur deformacyjnych w Pagórkach Warciańskich umożliwia włączenie się do dyskusji na temat ich genezy. Sprawa jest złożona, a dodatkowo skomplikowana faktem stosowania różnych metod badawczych i obserwacji oraz jak się wydaje, przypadkowym doбором

miejsz analizy. Załoba (1985) stwierdził tu istnienie dwóch kierunków nacisku poziomego: głównego (starszego) z północnego zachodu i młodszego z północnego wschodu – od strony doliny Warty. W kolejnej pracy autor ten (Załoba 1996) definiuje Pagórki Warciańskie jako

kompleks moreny czołowej spiętrzonej nadbudowany przez osady glacyfluwalne.

Wydaje się że takie spojrzenie na genezę tych Pagórków, generalnie słuszne, komplikuje fakt stwierdzenia gliniastych diapirów i towarzyszących im deformacji osadów glacyfluwalnych. Warto dodać że, orientacje osi tych deformacji (fałdów) są niemal identyczne jak osi diapirów w okolicznych kemach opisanych w Chabierowie i Górze (Jaskulski, Włodarski 2009), z tą różnicą, że tam występowały pojedyncze struktury lecz o większym zaangażowaniu plastycznych osadów. Jak wiadomo, diapiry z Pagórków Warciańskich zbudowane są z gliny lodowcowej, a struktury występujące w Chabierowie i Górze z gliny oraz podatnych na odkształcenia osadów neogénskich.

Wszystkie opisane tutaj fakty słaniają się do wniosku że geneza Pagórków Warciańskich jest złożona, powstanie tej formy zachodziło co najmniej w dwóch etapach.

Pierwszy, to etap transgresji lądolodu z kierunku NW ku SE. W jego wyniku powstało –

udokumentowane zarówno przez innych autorów jak i w niniejszej pracy – dolne piętro deformacyjne.

Drugi etap odbywał się w warunkach deglacjacji arealnej w systemie odziedziczonych po lodowcu szczelin w martwym lodzie (krewasach lodowych) o osiach tych samych co w okolicznych kemach (Chabierów i Góra). Szczeliny te były miejscem depozycji osadów glacyfluwalnych (kemowych), ale i diapiryzmu na skutek statycznego nacisku mas martwego lodu. Stąd trudności z zaklasyfikowaniem Pagórków Warciańskich do jednej grupy form geomorfologicznych. Dokładne odtworzenie poszczególnych etapów powstawania tej formy wymaga podejścia kompleksowego przy użyciu wielu metod badawczych, od tradycyjnych geomorfologicznych poprzez sedimentologiczne, na metodach geologii strukturalnej kończąc. Niezbędne jest także porównanie wyników tych badań z genezą pobliskich form i odniesienia do paleogeografii tego obszaru.

LITERATURA

- Jaksa A., 2003 – Depozycja w obrębie terminoglacjalnego zbiornika glacyfluwalnego. Stanowisko Bartochów. Terenowe Warsztaty Sedymetologiczne „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymetologicznym ujęciu”. 8-12 września 2003: 33-36.
- Jaskulski M., 2003 – Deformacje osadów w północno-wschodniej części Pagórków Warciańskich. Terenowe Warsztaty Sedymetologiczne „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymetologicznym ujęciu”. 8-12 września 2003: 36-39.
- Jaskulski M., Włodarski W., 2009 – Złożone układy spękań w kemach z wyciśniętym jądrem na wybranych przykładach. Implikacje paleośrodowiskowe. *Pr Państ. Inst. Geol.*, 194: 101-118.
- Johnson A.M., 1995 – Orientations of faults determined by premonitory shear zones. *Tectonophysics*, 247: 161-238.
- Klatkova H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 220 ss.
- Klatkova H., Załoba M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. UAM, Poznań: 33-44.
- Klatkova H., Załoba M., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warta. Państ. Inst. Geol.: 40 ss.
- Krygowski B., 1972 – Nizina Wielkopolska. W: R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, Niz Polski. PWN, Warszawa: 186-233.
- Obiekty Geoturystyczne w regionie łódzkim, 2011 – Urząd Marszałkowski w Łodzi.
- Paterson M.S., Weiss L.E., 1961 – Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America, Bull.*, 72: 841-882.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Załoba M., 1985 – Przykład analizy deformacji osadów plejstoceńskich w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 185-193.
- Załoba M., 1996 – Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnę. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 275-287.

WARTA HILLS – AN EXAMPLE OF A COMPLEX GLACIOGENIC FORM

SUMMARY

Abstract. This article aims to present the glaciogenic form of Warta Hills. This form after half century research, even in today's literature is among the different genetic types. A short review of the literature showing the problem has been performed and results of research based on mesostructural analysis have been presented. Research was based on measurements of joints, faults, folds and disturbed layers. The horizontal principal palaeostress axes were reconstructed as strike of the symmetry planes. On this basis, two structural levels which result from the two stages of the formation of this form have been documented.

Key words: Wartanian Glaciation, complex glaciogenic form, analysis of faults and joints

From many postglacial forms in morphological landscape of the Łódź region there are forms with atypical characteristics in terms of clear basic categories. One of them are the Warta Hills. Despite this form has been examined by many reseachers (Klatkowa 1972; Krygowski 1972; Klatkowa, Załoba 1991; Turkowska 2006) the problem of its generic type classification is not solved. The aim of the article work was an attempt to reconstruct deformation fields and palaeostress in which grew up this kinds of deformation. The analysis was based on measurements of crack, faults, folds and disturbed layers.

There were 270 measurements of faults and cracks performed in those sediment which were then summarized in a stereographic projection of the lower hemisphere on the Schmidt grids. Symmetry planes marked by Paterson and Weiss (1961) were the basis to determination of course of palaeostress axis and its character. Results of this study lead to the conclusion that there are two separate levels of deformation. The

lower level of the main strain plane NE-SW has got compression character and is associated with two directions of compression – gravitational vertical and horizontal with direction of the NW–SE. Upper level of deformation is connected with stress fields, which has been created as a result of the impact of the uplift clay diapirs on the course of the NW–SE. In addition, an extensive influence on the upper level of deformation have morphological edge and the steep slopes of test form. Facts lead to the conclusion that the origin of Warta Hills is complex, the formation of this form was formed in at least two stages. The first was the stage of the glacial ice transgression from the NW to SE direction and resulting in the lower deformation level. The second stage took place during areal deglaciation in the system inherited from crevasse in dead ice on the same axis as the surrounding kames (Chabierów and Góra). Those crevasse pattern where the places of deposition of glaciofluvial sediments but also faulting due to static pressure of dead ice.

BUDOWA I EWOLUCJA DOLINY NERU W REJONIE STANOWISKA LUTOMIERSK-KOZIÓWKI W ŚWIELE BADAŃ GEOARCHEOLOGICZNYCH

ZARYS TREŚCI

Artykuł prezentuje wyniki badań geomorfologicznych i geoarcheologicznych, prowadzonych w ostatnich latach w dolinie Neru między Behcicami a Lutomińskim, przede wszystkim na obszarze wielokulturowego pradziejowego i wczesnośredniowiecznego kompleksu osadniczego, na stanowisku Lutomińsk-Koziówki. Badania geomorfologiczne dowiodły, że samo stanowisko zajmuje fragment plenivistuliańskiej terasy wysokiej tworzonej w tym obszarze przez stożek napływowy Zalewki. Wiek paleokoryta ograniczającego obszar stanowiska od północy i północnego zachodu został określony, na podstawie wyników analiz paleoekologicznych i datowań ^{14}C , na późny vistulian. Na obszarze stanowiska archeologicznego zbadane zostały mięszcze pokrywy osadów stokowych z poziomami próchnicznymi subkopalnych gleb, zawierające liczne artefakty i ekofakty. Na podstawie badań utworów stokowych wyróżnione zostały okresy intensyfikacji osadnictwa na obszarze stanowiska oraz hiatusy osadnicze, odpowiadające fazom osadniczym wyróżnionym w badaniach archeologicznych. Działalność człowieka uznana została za istotny pośredni czynnik zmian rzeźby obszaru stanowiska.

Słowa kluczowe: geomorfologia, geoarcheologia, procesy stokowe, antropopresja, dolina Neru, Polska Środkowa

WSTĘP

Od 2006 r. w otoczeniu stanowisk archeologicznych położonych w dolinie środkowego Neru w Behcicach, Kolonii Behcice i Lutomińsku-Koziówkach autor prowadzi badania z zakresu geomorfologii i geoarcheologii (Muzolf, Kittel 2006; Kittel i in. 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012; Muzolf i in. 2010a, b; Kittel 2012a, b, c) (rys. 1). Pozwoliły one na szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej i morfologii oraz podstawowych faktów z paleogeografii doliny Neru w rejonie Lutomińska. Niniejsze opracowanie omawia przede wszystkim zasadnicze wyniki badań geoarcheologicznych, prowadzonych w stanowisku w Lutomińsku-Koziówkach 3a-c i w jego otoczeniu. Ogółem przebadane zostało na obszarze stanowiska i w jego otoczeniu 11 odkrywek geologicznych. Dane litolo-

giczne dotyczące budowy powierzchniowej uzupełniono o serię ponad 100 sondowań geologicznych, przy użyciu ręcznej sondy geologicznej oraz sześciu wierceń mechanicznych o głębokościach od 10 do 20 m.

W odkrywkach oraz sondowaniach geologicznych pobrane zostały próbki osadów, poddane następnie badaniom laboratoryjnym i analizom specjalistycznym. Objęły one przede wszystkim: analizy uziarnienia i oznaczenia podstawowych parametrów geochemicznych osadów, analizę obróbki ziaren kwarcowych, badania makroskopowych szczątków roślinnych, paleopedologiczne analizy mikromorfologiczne, datowania radiowęglowe osadów organicznych, datowania termoluminescencyjne osadów mineralnych.

POŁOŻENIE FIZYCZNOGEOGRAFICZNE OBSZARU

Ner jest rzeką o randze ciekę trzeciego rzędu, należąca do dorzecza Odry, o długości 134 km. Źródła ciekę znajdują się na powierzchni Wysoczyzny Łódzkiej, w Łodzi, w rejonie ul. Feliksińskiej, na wysokości około 205–210 m n.p.m., zaś

ujście do Warty – w Kotlinie Kolskiej, w miejscowości Dobrów, na wysokości około 93 m n.p.m. Odcinek środkowy doliny Neru wyznaczyć można między ujściem Dobrzyńki a okolicami Wartkowic. Dolina ma tu generalnie przebieg z SE

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź.



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Neru między Behcicami a Lutomierskiem

1 – wysoczyzna morenowa (st. warty); 2 – terasa najwyższa (schyłek st. warty); 3 – terasa wysoka (plenivistulian); 4 – dno doliny (późny vistulian, holocen); 5 – pola piasków przewianych, wydmy (późny vistulian, holocen); 6 – równiny torfowe; 7 – doliny denudacyjne; 8 – wielkie paleokoryta (późny vistulian); 9 – małe paleokoryta (holocen); 10 – rozcięcia antropogeniczne (neoholocen, okres nowożytny); 11 – zasięg stanowisk archeologicznych: 1– Lutomiesk-Koziówki, 2 – Kolonia Behcice; 12 – linie przekrojów geologicznych (por. rys. 2); 13 – położenie profilu Lutomiesk-Wrzęca

Geomorphologic map of the Ner River Valley between Bechcice and Lutomiersk

1 – till plain (Wartanian); 2 – highest terrace (Wartanian); 3 – high terrace (Plenivistulian); 4 – valley floor (Late Vistulian and Holocene); 5 – dunes and aeolian sands sheets; 6 – peatlands; 7 – denudational dry valleys; 8 – large palaeochannels (Late Vistulian); 9 – small palaeochannels (Holocene); 10 – anthropogenic cuts (Neoholocene, Modern Period); 11 – location of archaeological sites: 1– Lutomiesk-Koziówki, 2 – Kolonia Behcice; 12 – location of geological cross-sections (see Fig. 2); 13 – location of profile Lutomiesk-Wrzęca

ku NW, ale wyraźnie zaznacza się kilka miejsc zmiany kierunku na zachodni (np. w Konstanczynie czy Charbielicach) lub północny (Góra Bałdrzychowska).

W świetle morfometrycznej analizy rzeźby wysoczyznowej Dylika (1948) okolice Lutomierska znajdują się w obrębie dolin i kotlin ograniczonych od północy i południa przez Pagórki Lutomierskie. Dylik (1948) Pagórki Lutomierskie zaliczył do pagórków niskich, których wysokości względne wahają się między 15 a 30 m. Interesujący nas obszar położony jest w centralnej części „regionu łódzkiego” i jednocześnie w zachodniej części „Wyżyny Łódzkiej” w rozumieniu zaproponowanym przez Turkowską (2006).

Na tle regionalizacji Polski w układzie dzielnicowym Kondrackiego (2002) oraz w regiona-

lizacji geomorfologicznej Gilewskiej (1986, 1999) okolice Lutomierska należą do mezoregionu Wysoczyzna Łaska. Powierzchnię Wysoczyzny stanowi przede wszystkim zdenudowana peryglacialnie równina morenowa, urozmaicona przede wszystkim przez doliny rzeczne z rozwiniętymi poziomami terasowymi i przeważnie dość szerokimi dnami dolin. Wysoczyzna Łaska odwadniana jest przez trzy rzeki średniej wielkości – Grabie, Ner oraz Bzurę – wraz z ich dopływami.

Obszar znajduje się w całości w strefie staroglacjalnej związanej z transgresją lądolodu warty, uważanego obecnie za stadią recesyjną zlodowacenia odry (Marks i in. 2006; Ber i in. 2007; Lindner, Marks 2012). Według Lindnera (2005) zlodowacenie odry wraz ze stadią warty mieści się w całości w obrębie 6 stadium

izotopowego tlenu wg Shackeltona i Opdyke'a (1973) datowanego na 210–130 ka BP (por. też Ber i in. 2007). Zachodni strumień lodowy łądolodu warty, określany przez Turkowską (2006) jako lob warty-widawki, kierował się w stronę południową i opływał półwysep łódzki. W stronę wschodnią skierowały się od niego przynajmniej dwa strumienie niższego rzędu: lob widawki, prawdopodobnie z podrzędnym lobem grabi i lob neru. Ten ostatni wykorzystywał i przekształcał dolinę Neru, aż po jej górny odcinek (Turkowska 1993). W fazie maksymalnej stadiału głównego zlodowacenia wisły teren ten znajdował się w odległości około 60 km od czoła łądolodu (Roman 2003, 2010) i pozostawał

w strefie intensywnych peryglacjalnych przeobrażeń rzeźby (Turkowska 2006).

Na tle jednostek geologicznych, obszar położony jest w obszarze kredowej niecki łódzkiej, w obrębie której jednostkę niższej rangi tworzy antyklina Lutomierska (Dadlez, Marek 1969; Marek, Raczyńska 1974; Baliński 1992; Twardy 2004).

Miąższość utworów czwartorzędowych, w całości budujących powierzchnię tej części regionu łódzkiego, jest zależna od konfiguracji powierzchni mezozoiku i ukształtowania terenu (Turkowska 1988). Najmniejsze miąszości (od 5 do 20 m) występują w dolinach (Turkowska 1988; Baliński 1992).

DOTYCHCZASOWE BADANIA DOLINY NERU

Szczegółowe badania geomorfologiczne oraz paleogeograficzne w dolinie Neru na odcinku od Chocianowic po Lutomiersk, zwłaszcza zaś w rejonie Lublinka oraz Konstantynowa, prowadziła Turkowska (1985, 1988, 1990, 1992, 1999, 2006), a w rejonie Lutomierska-Koziówek także Twardy (2004, 2008; Dziubek, Twardy 2007). Badania Twardego dotyczyły także zagadnień geoarcheologicznych (Dziubek, Twardy 2007; Twardy 2008). Podstawową dokumentację geologiczną obszaru stanowi Arkusz Lutomiersk (626) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000 (Baliński 1990) oraz Objasnienia do arkusza Lutomiersk (Baliński 1992).

Turkowska (1985, 1988, 1990, 2006) udokumentowała serie osadów budujących rozległą

terasę wysoką, uformowaną w środkowym i górnym plenivistulianie przez rzekę roztokową, terasę niską wieku późnovistuliańskiego, z licznymi paleokorytami oraz holocenijskie dno doliny ze słabo czytelnymi w rzeźbie paleomeandrami, wypełnionymi osadami mineralno-organicznymi. Baliński (1990, 1992) wyróżnił na odcinku Lutomiersk–Jeżew jeden poziom „terasy nadzalewowej”, zbudowanej z piasków i mułków rzecznych oraz rozległe, ponad kilometrowej szerokości dno doliny, o zróżnicowanej budowie geologicznej z piaskami korytowymi, namułami i torfami. Podobnie morfologię i paleogeografię doliny Neru w Lutomiersku opisał Twardy (2004, 2008; Dziubek, Twardy 2007), wyróżniając rozległy „wysoki poziom dolinny” oraz szerokie dno doliny.

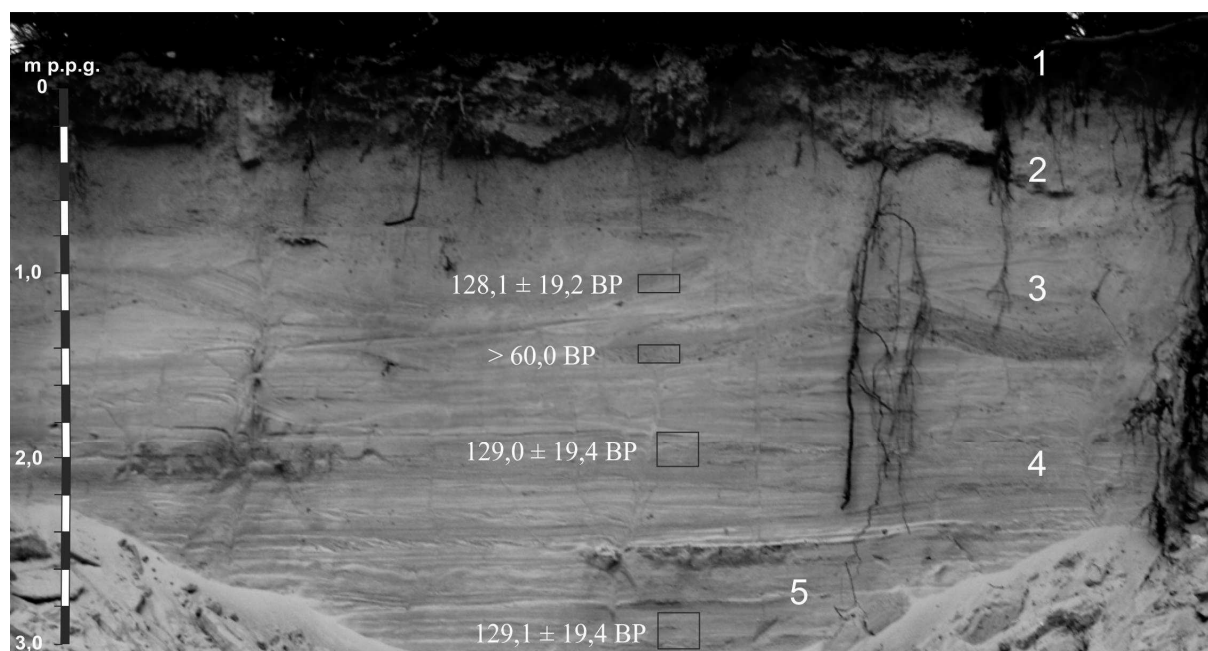
CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW GEOLOGICZNYCH

Przeprowadzone badania umożliwiły szczegółową analizę osadów udokumentowanych w otoczeniu kilku stanowisk archeologicznych w dolinie Neru na odcinku Behcice–Lutomiersk, w tym w Lutomiersku-Koziówkach. Badania pozwoliły na rozpoznanie utworów budujących: (1) terasy doliny Neru; (2) elementy dna doliny, w tym wypełnienia paleokoryt oraz (3) neoholocenijskie pokrywy stokowe rozwinięte w warunkach antropopresji.

Terasy rzeczne

Po południowej stronie doliny Neru między Kolonią Behcice a Lutomierskiem poddane zostały analizie osady w ścianie żwirowni, budujące

wyraźny poziom morfologiczny w obrębie doliny (fot. 1: sygn. 13). Terasa ta wznosi się około 5–6 m ponad współczesne dno doliny osiągając rzędną około 159–160 m n.p.m. Stropową serię utworów tworzy około 0,5-metrowej miąszości warstwa piasków i żwirów bezstrukturalnych. Przechodzą one około 0,5 m p.p.g. w piaski gruboziarniste ze żwirami, warstwowane przekątnie rynnowo. Średnia średnica ziarna tych osadów wzrasta ku spągowi serii od 0,24 do 0,46 mm (rys. 2). Są one przeważnie wysortowane umiarkowanie i umiarkowanie dobrze (δ_1 : 0,5–1,0) o najczęściej lewostronnym (ujemnym) rozkładzie uziarnienia (Sk_1 : od -0,05 do -0,2). Na diagramie C-M Passegi i Byramjee osady te lokują się w obrębie klasy I, związanej z transportem trakcyjnym



Fot. 1. Lutomiersk-Wrzęca. Ściana żwirowni
(fot. Piotr Kittel, 2007)

1 – poziom próchniczny gleby; 2 – piaski i żwiry bezstrukturalne; 3 – piaski i żwiry oraz piaski średnioziarniste warstwowa-
ne przekątnie rynnowo; 4 – piaski drobnoziarniste i mułki warstwowane riplemarkowo przewarstwiane piaskami ze żwirami;
5 – piaski grubo- i średnioziarniste i żwiry warstwowane horyzontalnie i przekątnie tabularnie
□ – położenie i wiek próbek datowanych TL

Lutomiersk-Wrzęca. Wall of the gravel pit

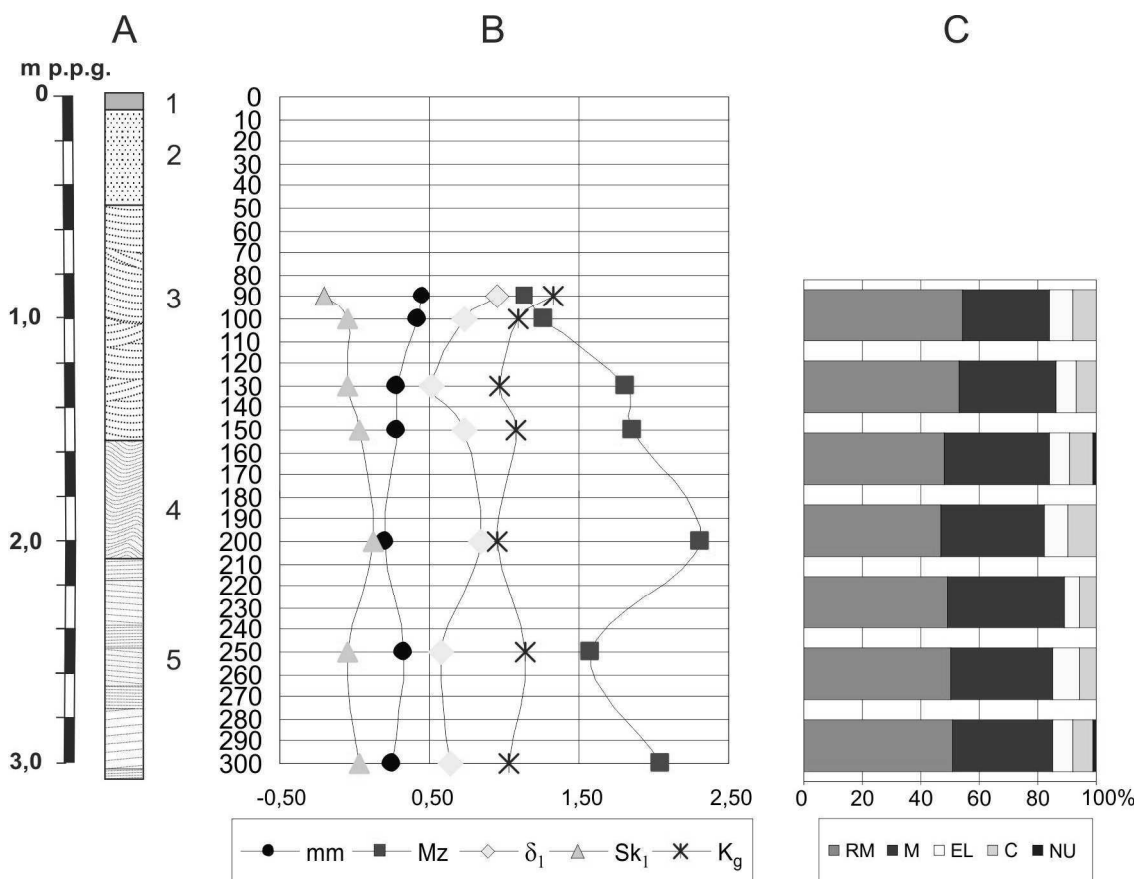
1 – soil horizon; 2 – massive sand and gravel; 3 – sand, gravel and medium-grained sand trough cross-bedded; 4 – fine-
grained sand and silt ripple cross-laminated with sand and gravel stratification; 5 – coarse- and medium-grained sand and
gravel of horizontal and planar cross-bedding
□ – position of TL data

w środowisku sedymentacyjnym o wysokiej dy-
namice (Passega, Byramjee 1969; Szmańda
i in. 2004; Szmańda 2007, 2010; Mycielska-
Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011).
Od około 1,5 m do około 2,0 m występują piaski
drobne miejscami mułkowe warstwowane riple-
markowo przewarstwiane piaskami ze żwirami.
Jest to osad drobniejszy o średniej średnicy około
0,2 mm, umiarkowanym wysortowaniu (δ_1 : 0,7-
1,0) i o prawostronnym (dodatnim) rozkładzie
uziarnienia (Sk_1 : około 0,15). Niżej, do około
3,5 m, ponownie zalegają piaski i piaski ze żwira-
mi o warstwowaniach przekątnych. Utwór ten
cechuje średnia średnica ziarna w przedziale 0,24
do 0,35 mm, umiarkowanie dobre wysortowanie
(δ_1 : 0,5-0,7) i symetryczny lub słabo lewostronnym
rozkład uziarnienia (Sk_1 : od -0,08 do 0,04). Na
diagramie C-M Passegi i Byramjee osady te lokują
się w obrębie klasy I, związanej z transportem
trakcyjnym.

Badaną powierzchnię budują zatem osady
rzeki roztokowej, której środowisko sedymenta-
cyjne cechuje zmienna dynamika zapisana

w zmianach facjalnych serii. Seria stropowa po-
wstawała w dnach koryt, seria spągowa związana
jest z akumulacją odsypów śródkorytowych we-
dług Zielińskiego (1998). Suma ziaren RM i M
według Cailleux (1942) z modyfikacjami Ma-
nikowskiej (1993) osiąga dla tych osadów 80–
90 % (anal. J. Forysiak). Uzyskane dla nich wy-
niki datowań termoluminescencyjnych – $128,1 \pm 19,2$ (GW-0803); $> 60,0$ (GW-0804); $129,0 \pm 19,4$ (GW-0805); $129,1 \pm 19,4$ (GW-0806) –
dowodzą akumulacji utworów u schyłku wartania-
nu, zapewne w trakcie stadiów recesyjnych wkry-
i mławy (wg Lindner, Marks 2012). Goź-
dzik (2007) zwraca uwagę na wzmożoną aktyw-
ność eoliczną w późnym wartaniu, która mogła
zaowocować podwyższoną eolizacją tej serii (por.
też Goździk, Wiatrak 2001).

Badania geoarcheologiczne w otoczeniu sta-
nowiska w Kolonii Bechcicach przyniosły udo-
kumentowanie niewielkiego ostańca erozyjnego,
położonego w osiowej partii dna doliny Neru (rys.
1 i 3). Ostaniec ma wymiary około 110 m na 80 m
i wznosi się maksymalnie około 1 m ponad



Rys. 2. Cechy teksturalne utworów geologicznych w profilu litologicznym w żwirowni w Lutomiersku-Wrzęcej

A. Profil litologiczny (opis warstw jak w fot. 1)

B. Folk, Ward (1957) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Quarz-grain abrasion: RM – okrągłe matowe, M – pośrednie, EL – okrągłe błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Textural features of sediments in lithologic profile at Lutomiersk-Wrzęca gravel pit

A. Lithologic profile (layers explanations see Photo 1)

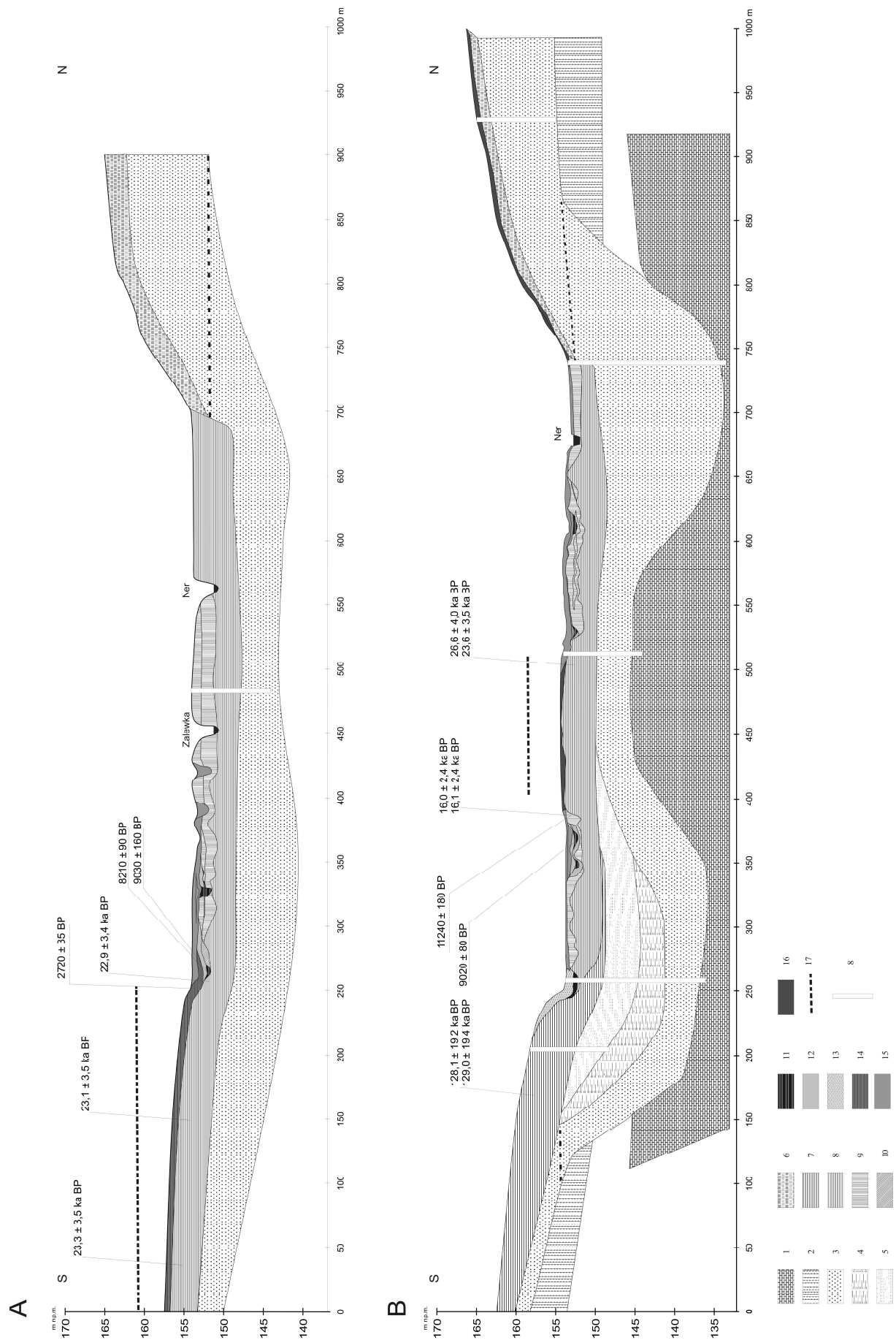
B. Folk, Ward (1957) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Quarz-grain abrasion: RM – round mat grains, M – rounded partly matted grains, EL – dull glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh shape-edged grains

najbliższe otoczenie i około 2 m ponad średni stan wody w korycie Neru. Rzędna jego powierzchni dochodzi do 154 m n.p.m.

Forma ta zbudowana jest z osadów piaszczystych, przede wszystkim średnio- i drobno-piaszczystych, a miejscami także mułkowo-piaszczystych (fot. 2). Średnia średnica ziarna utworów powierzchniowych mieści się w przedziale od 0,18 do 0,36 mm (tj. 2,51–1,47 w skali Phi) (rys. 4). Osady te są przeważnie dobrze i rzadziej umiarkowanie dobrze wysortowane (δ_1 : 0,3–0,7) o najczęściej symetrycznym lub słabo prawostronnym rozkładzie uziarnienia (Sk_1 : od -0,07 do 0,2). Stosunek wysortowania do średniej średnicy ziarna wykazuje dla tych utworów rozrzut zgodny z układem II według

Mycielskiej-Dowgiałło (1995), charakterystyczny m.in. dla aluwialnych utworów pozakorytowych (Ludwikowska-Kędzia 2000; Kordowski 2003; Szymańda 2004, 2010; Smolska 2005; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). Na diagramie C-M Passegi i Byramjee osady te lokują się głównie w obrębie klasy IV, związanej z transportem saltacyjnym (por. Passega, Byramjee 1969; Szymańda i in. 2004; Szymańda 2007; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). Suma ziaren RM i M osiąga 70–85 %. Dla osadów tych uzyskano wiek termoluminescencyjny $26,6 \pm 4,0$ ka BP (GW-0801) i $23,6 \pm 3,5$ ka BP (GW-0802), co pozwala korelować je z górnym plenivistulianem.



Rys. 3. Przekrój geologiczny doliny Neru w sąsiedztwie stanowisk archeologicznych: A – Lutomiersk-Koziówki (stan. 3 a-c); B – Kolonia Bechcice (stan. 1)

1 – wapienie (kreda); 2 – glina zwałowa (st. warty); 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne (st. warty); 4 – piaski drobnoziarniste z mułkami wodnolodowcowe (st. warty); 5 – mułki i piaski zastoiskowe (st. warty); 6 – glina ablacyjna (st. warty); 7 – piaski różnoziarniste fluwialne (schyłek st. warty); 8 – piaski z przewarstwieniami mułkowymi rzeczne (plenivistulian); 9 – piaski z detrytusem roślinnym i przewarstwieniami mułków organicznych, rzeczne (późny vistulian); 10 – piaski gruboziarniste z przewarstwieniami mułków organicznych i detrytusem roślinnym rzeczne korytowe (późny vistulian i holocen); 11 – piaski z mułkami organicznymi wypełnienie paleokoryt (późny vistulian i holocen); 12 – mułki organiczne i piaski drobno- i średnioziarniste rzeczne pozakorytowe (wczesny holocen); 13 – piaski z domieszkami piasków próchnicznych stokowe (holocen); 14 – piaski próchniczne z artefaktami stokowe, warstwy kulturowe (neoholocen); 15 – mułki organiczne i piaski pozakorytowe (neoholocen); 16 – piaski próchniczne diamikton rolny (neoholocen, okres nowożytny); 17 – zasięg śladów osadnictwa pradziejowego i historycznego; 18 – wiercenia geologiczne

Cross-section of the Ner river valley in the vicinity of the archaeological sites: A – Lutomiersk-Koziówki (site 3 a-c); B – Kolonia Bechcice (site 1)

1 – limestones (Cretaceous); 2 – till (Wartanian); 3 – glaci-fluvial sands and gravel (Wartanian); 4 – glaci-fluvial fine-grained sands and silts (Wartanian); 5 – glaci-lacustrine silts and sands (Wartanian); 6 – flow till (Wartanian); 7 – alluvial sands (Wartanian); 8 – alluvial sands with silty laminations (Plenivistulian); 9 – alluvial sands with plant detritus and laminations of organic mud (Late Vistulian); 10 – alluvial coarse-grained sands with plant detritus and stratifications of organic mud, channel alluvia (Late Vistulian and Holocene); 11 – alluvial sands with organic mud, fillings of palaeochannels (Late Vistulian and Holocene); 12 – alluvial organic mud and fine- and medium-grained sands, overbank alluvia (Eo-Holocene); 13 – sands and humus sands, slope deposits (Holocene); 14 – humus sands with artefacts, slope deposits, cultural (Neo-Holocene); 15 – alluvial organic mud and sands, overbank alluvia (Neo-Holocene); 16 – humus sands, agrotechnical diamicton (Neo-Holocene, Modern Period); 17 – range of relicts of prehistoric and historic settlement; 18 – geological boreholes

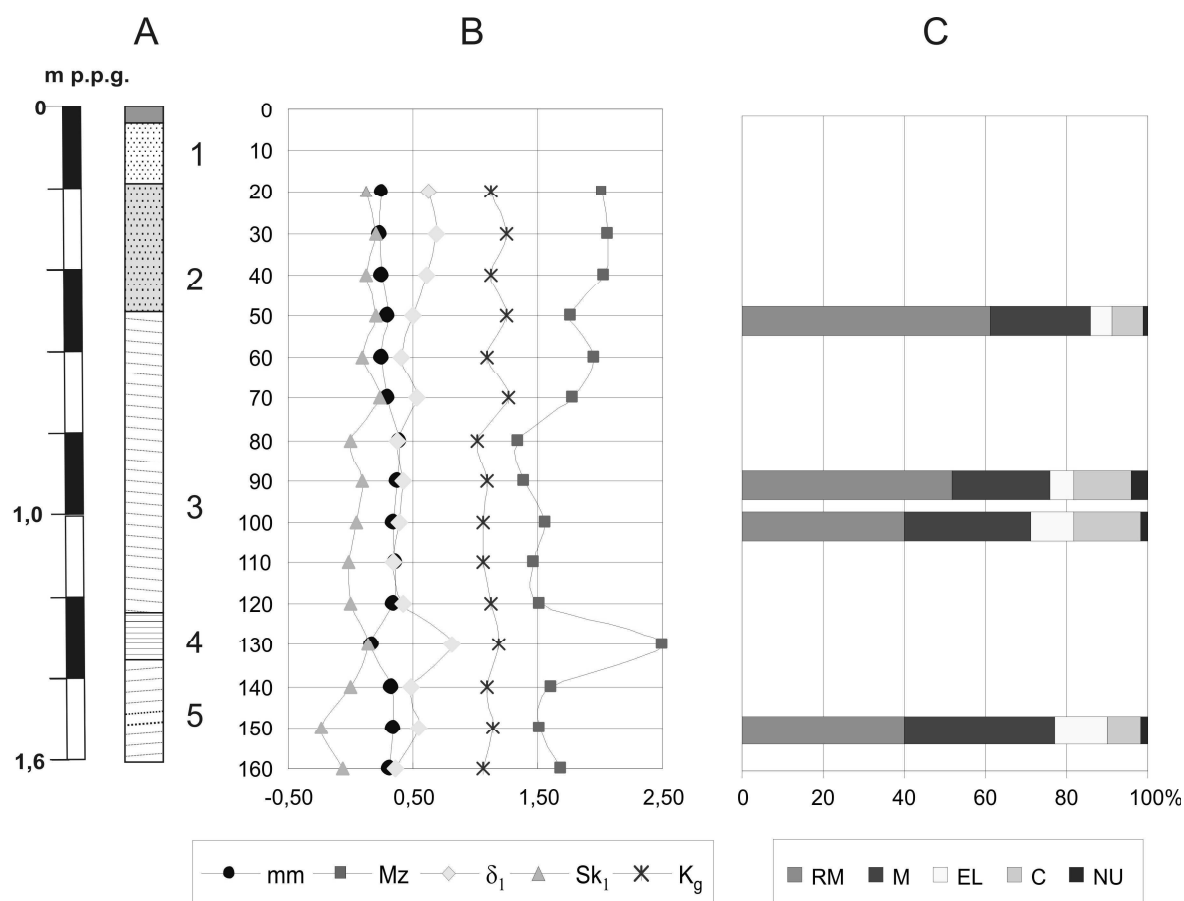


Fot. 2. Kolonia Bechcice. Utwory podłoża
(fot. Piotr Kittel, 2007)

1 – piaski różnoziarniste słabo próchniczne brunatne; 2 – piaski różnoziarniste słabo próchniczne szare (warstwa kulturowa); 3 – piaski średnioziarniste warstwowane przekątnie niskokątowo; 4 – piaski drobnoziarniste mułkowe; 5 – piaski średnioziarniste z przewarstwieniami piasków gruboziarnistych

Kolonia Bechcice. Base sediments

1 – brownish various-grained sand with humus admixture; 2 – grayish various-grained sand with humus admixture (cultural layer); 3 – medium-grained sand low-angle cross-bedded; 4 – fine-grained silty sand; 5 – medium-grained sand with coarse-grained sand stratification



Rys. 4. Cechy teksturalne utworów geologicznych w profilu litologicznym w stanowisku Kolonia Bechcice

A. Profil litologiczny (opis warstw jak w fot. 2)

B. Folk, Ward (1959) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe matowe, M – pośrednie, EL – okrągłe błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Textural features of sediments in lithologic profile at Kolonia Bechcice

A. Lithologic profile (layers explanations see Photo 2)

B. Folk, Ward (1959) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Quartz-grain abrasion: RM – round mat grains, M – rounded partly matted grains, EL – dull glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh shape-edged grains

Omawiane utwory geologiczne są odpowiednikiem osadów budujących „wysoki poziom doliny” na obszarze podłódzkim według Turkowskiej (1988). Turkowska (1997, 2006) wyznacza fazę erozji datowaną w regionie łódzkim na około 20 ka BP oddzielającą tzw. „trzon” i „strop” wysokiego poziomu doliny. Wiek TL utworów łączy je z „trzonem terasy wysokiej”. Pod względem cech teksturalnych utwory budujące ostaniec w Kolonii Bechcice są analogiczne do osadów tzw. „serii 15” wyróżnionej przez Peterę (2002) w dolinie Warty. Seria ta została jednak wydatowana na okres młodszy od około 18 ka BP, a zatem na górny plenivistulian i odpowiada „stropowi wy-

sokiego poziomu doliny” według Turkowskiej (1997, 2006).

Stok ostańca w Kolonii Bechcicach pokrywają utwory pozakorytowe, dla których uzyskany został wiek $16,1 \pm 2,4$ BP (GW-1125) i $16,0 \pm 2,4$ BP (GW-1126). Osady te są równocześnie starsze od nakrywającej je serii pozakorytovej organiczno-mineralnej wydatowanej radiowęglowo na $11\,240 \pm 180$ BP (MKL-285). W badanym odcinku doliny Neru aluwialna seria górnoplenivistuliańska jest zatem być może włożona erozyjnie w utwory środkowoplenivistuliańskie, a następnie rozcięta i częściowo usunięta w późnym vistulianie, sytuację taką opisuje Turkowska (2006) dla dolnych odcinków dolin

rzecznych w obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Po wschodniej stronie ostańca występuje subkopalny paleomeander o szerokości około 50 m i promieniu około 150 m, który wypełniany był w późnym vistulianie i holocenie, czego dowodzą uzyskane datowania ^{14}C (najstarsza data $11\,020 \pm 230$ BP (IGSB-1381) oraz wyniki analizy paleobotanicznej (Stachowicz-Rybka i in. 2011).

W dolinie Neru między Kolonią Behcice a Lutomierskiem, przede wszystkim na podstawie różnic morfologicznych (tj. odmienne wysokości bezwzględne) oraz wyników datowań radiowęglowych wyróżnione zostały dwa poziomy terasowe: (1) terasa najwyższa ze schyłku wartanianu i (2) plenivistuliańska terasa wysoka. Późnovistuliańska terasa niska, wyróżniana przez Turkowską (1988), buduje znaczne obszary dna doliny. Nazwy teras nawiązują do terminologii stosowanej w regionie łódzkim (por. Turkowska 1988, 2006), jednak sama delimitacja różni się od przedstawionej przez Turkowską (1988) i powtórzonej następnie przez Balińskiego (1990, 1992) i Twardego (2004). Terasa określana dotychczas jako „poziom wysoki” tworzona jest w znacznej mierze przez utwory rzeczne ze schyłku wartanianu – stanowi zatem terasę najwyższą. Plenivistuliańska terasa wysoka zachowała się w okolicach Kolonii Behcice przede wszystkim w postaci ostańców terasowych oraz przeważnie wąskich listew wznoszących się około 1–2 m ponad współczesne dno doliny. Dno doliny zbudowane jest z utworów późnego vistulianu i holocenu, przeważnie są to osady z domieszkami organicznymi, przede wszystkim w postaci detrytusu roślinnego. Na powierzchni słabo czytelne są ślady paleokoryt, stwierdzono jednak szereg subkopalnych form wypełnionych często utworami organicznymi, w tym torfami i gytiami.

W rejonie Lutomierska dno doliny zbudowane jest w znacznej mierze z utworów mineralnych w przeciwieństwie do silnie zatorfionej równiny zalewowej w okolicach Lublinka, a nawet Konstantynowa (Turkowska 1985, 1988). Fakt ten tłumaczył Twardy (2004) neotktonicznymi ruchami wznoszącymi związanymi z aktywnością antykliny Lutomierska.

W rejonie Lutomierska-Koziówek, przy ujściu Zalewki, poziomy terasowe doliny Neru są czytelne, choć zostały silnie przekształcone antropogenicznie, co zaobserwowali także dla obszaru stanowiska Lutomiersk-Koziówki 3d (Dziubek, Twardy 2007). Utwory geologiczne budujące podłoże stanowiska w Lutomiersku-Koziówkach, pod względem cech teksturalnych

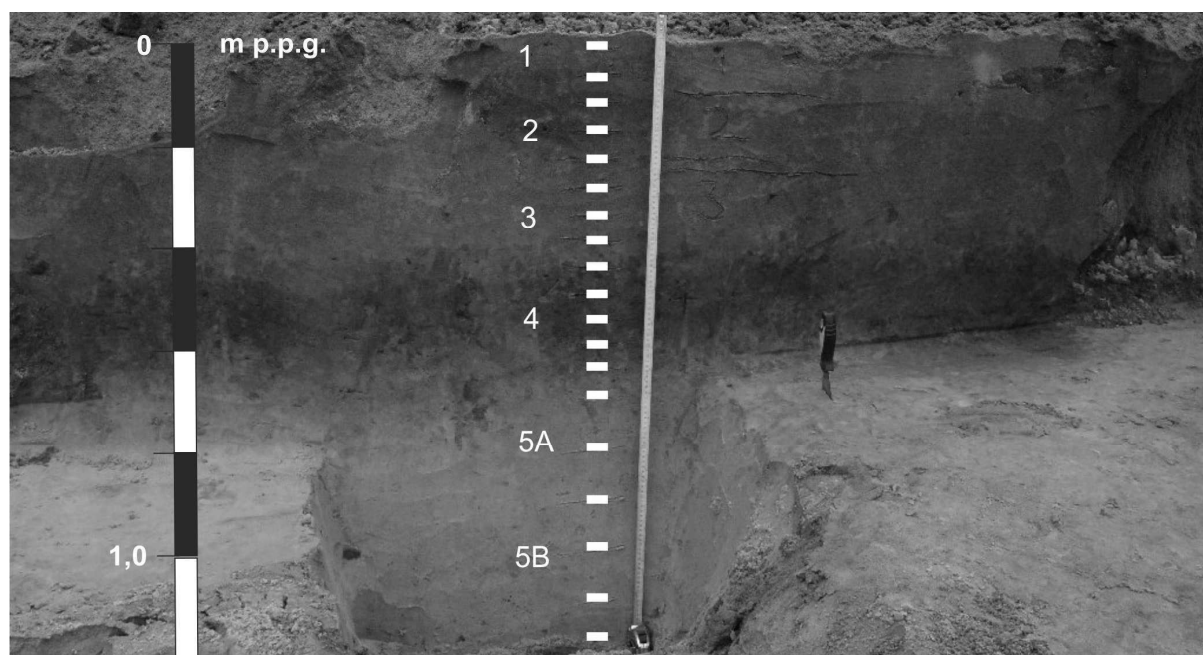
(Mz: 1,63–1,25 Phi; Sk₁: od -0,16 do 0,0; suma RM i M: 80–90 %) (fot. 3, rys. 5: w-wy 5A i 5B), są analogiczne do osadów budujących terasę najwyższą koło Kolonii Behcice. Także maksymalna wysokość bezwzględna tego poziomu, tj. współcześnie 158 m n.p.m., nawiązuje do elewacji terasy najwyższej. Wykonane dla tych utworów datowania TL dały jednak wyniki: $23,3 \pm 3,5$ ka BP (KIE-604), $23,1 \pm 3,5$ ka BP (KIE-601) i $22,9 \pm 3,4$ ka BP (KIE-603). Są to daty odpowiadające uzyskanym w Kolonii Behcice datowaniom ostańca terasy wysokiej. Najprawdopodobniej stanowisko zlokalizowane zostało na stożku napływowym Zalewki w miejscu jej ujścia do doliny Neru. Okres akumulacji stożka odpowiada chronologicznie etapowi akumulacji tzw. „trzonu” terasy wysokiej, a więc plenivistulianowi przed około 20 ka BP.

Paleokoryto

Po północno-zachodniej stronie stanowiska udokumentowane zostało wypełnienie wielkopromiennego paleokoryta przykryte osadami stokowymi zawierającymi artefakty pradziejowe (rys. 1, fot. 4). Wystąpiły tutaj ciemnoszare i ciemnobrunatne mułki organiczne z detrytusem roślinnym, przykrywające ciemnobrunatne, miejscami silnie rozłożone, torfy. Poniżej utworów organicznych udokumentowano piaski średnio- i gruboziarniste z fragmentami detrytusu roślinnego, stanowiące spągową partię wypełnienia paleokoryta. W stropie torfów uzyskano wiek radiowęglowy 8670 ± 70 BP (MKL-287), tj. 7750–7600 BC (prawd. 68,2 %)¹, a w części spągowej (choć nie z samego spągu torfów) – 9030 ± 160 BP (MKL-284), tj. 8450–7960 BC. Sedentacja torfów rozpoczęła się w płytkim zbiorniku wodnym, który stopniowo ulegał wypłycaniu, aż do całkowitego wypełnienia zagłębienia i rozwoju torfowiska niskiego (anal. R. Stachowicz-Rybka). Analiza pyłkowa może wskazywać nieco starszy wiek osadu, sięgający schyłku zlodowacenia wisły (anal. M. Obrem-ska).

Miąższość mułków organicznych, spoczywających bezpośrednio na torfie, wynosi maksymalnie 15 cm. Utwór ten zawiera bardzo silnie rozłożony detrytus roślinny. Są to aluwia pozakorytowe,

¹ Kalibrację datowań radiowęglowych wykonano z zastosowaniem programu OxCal 4.1 i krzywej kalibracyjnej IntCal 09 (Bronk Ramsey 2009).



Fot. 3. Lutomiersk-Koziówki (stan. 3a). Utwory stokowe w strefie kulminacyjnej stanowiska
(fot. Piotr Kittel, 2010)

1 – piaski różnoziarniste słabo próchniczne; 2 – piaski różnoziarniste próchniczne, fragm. ceramiki kultury łużyckiej; 3 – piaski różnoziarniste słabo próchniczne, fragm. ceramiki kultury łużyckiej; 4 – piaski różnoziarniste silnie próchniczne, fragm. ceramiki kultury trzcinieckiej (poziom próchniczny gleby subkopalnej); 5A – piaski różnoziarniste (poziom iluwialny gleby subkopalnej), 5B – piaski różnoziarniste
zaznaczono miejsca poboru próbek osadów

Lutomiersk-Koziówki (site 3a). Slop deposits at upper part of the site

1 – various-grained weakly humic sands; 2 – various-grained humus sands, frgm. of Lusatian Culture pottery; 3 – various-grained weakly humic sands, frgm. of Lusatian Culture pottery; 4 – various-grained humus sands, frgm. of Trzciniec Culture pottery (buried soil horizon); 5A – various-grained sands (buried illuvial soil horizon), 5B – various-grained sands
marked position of sediment samples

których wiek radiowęglowy oznaczony został na 8210 ± 90 BP (MKL-286) i 9240 ± 120 BP (MKL-283), tj. odpowiednio 7330–7080 BC i 8600–8310 BC. Mułki organiczne przykryte są około 25–30-centymetrowej miąższości warstwą piasków drobno- i średnioziarnistych, miejscami mułkowych, przeważnie słabo wysortowanych. Wchodzą one w skład serii pozakorytowej przykrywającej torfy wypełniające paleokoryto. Analiza pyłkowa wskazuje na preborealny i borealny wiek serii. Jednocześnie w młodszym borealnym odcinku profilu czytelny jest rozwój olsów sąsiadujących z nieodległym torfowiskiem i obszarami podmokłymi (anal. A. Wacnik). Akumulację serii pozakorytowej należy łączyć z okresem borealnym, a następnie ze wzmożeniem tendencji wezbraniowych w Nerze, w początku okresu atlantyckiego około 7,4–7,0 ka BC. Ta faza aktywności fluwialnej odnotowywana była w licznych dolinach środkowej Europy (Kalicki 2006), w tym także regionu łódzkiego (Turkowska 1988, 1990, 2006; Kamiński 1993).

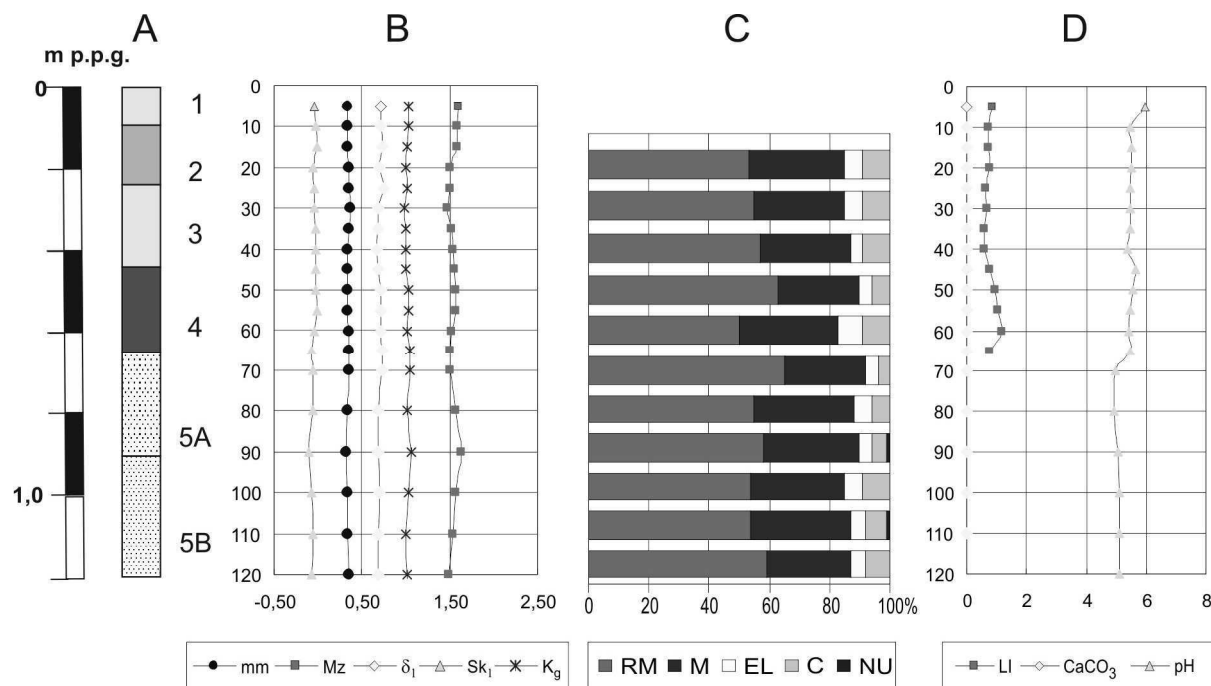
Pokrywy stokowe

Na obszarze całego stanowiska Lutomiersk-Koziówki, zarówno w strefie kulminacyjnej, jak i na stokach terasy, a zwłaszcza u podstawy zboczy, stwierdzano obecność miąższych pokryw osadów stokowych. Stanowią je bezstrukturalne piaski z domieszkami organicznymi, przede wszystkim węgli drzewnych i mikrowęgli. Utwory te zawierają artefakty, które mogą stanowić podstawę do ich rozwarstwienia chronologicznego.

W strefie kulminacyjnej stanowiska miąższość utworów stokowych osiąga miejscami 1 m. Występuje tam późnonowohyżyna warstwa nasypowa o miąższości do 30 cm. Nakrywa ona nawarstwienia zawierające zabytki wczesnośredniowieczne i pradziejowe. W południowej części stanowiska występuje sekwencja złożona z: (1) warstwy żółto-brunatnych piasków próchnicznych, z artefaktami kultury łużyckiej z epoki brązu oraz pojedynczymi rozproszonymi materiałami kultu-

ryprzeworskiej i wczesnośredniowiecznymi; (2) brunatnożółtych piasków słabo próchnicznych niemal pozbawionych artefaktów; (3) brunatnoszarych silnie próchnicznych piasków z zabytkami kultury trzcinieckiej, ze starszego okresu epoki brązu (fot. 3). Warstwę spągową (fot. 3: w-wa 4) stanowi poziom próchniczny subkopalnej gleby,

który uległ nadbudowaniu w efekcie niezbyt intensywnego spłukiwania rozproszonego, obejmującego wyłącznie poziom akumulacyjny ówczesnej gleby. Powstały osad można za Teissyrem (1994) określić jako „piaski glebowe” czy „deluwia glebowe” za Sinkiewiczem (1998).



Rys. 5. Cechy teksturalne i geochemiczne utworów geologicznych w profilu litologicznym w strefie kulminacyjnej stanowiska Lutomiersk-Koziówki

A. Profil litologiczny (opis warstw jak w fot. 3)

B. Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk, Warda (1957): mm – średnia średnica ziarna [mm], Mz – średnia średnica ziarna [Phi], δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, K_g – kurtoza

C. Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe matowe, M – pośrednie, EL – okrągłe błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

D. Wybrane parametry geochemiczne: LI – straty prażenia, $CaCO_3$ – udział węglanów, pH – odczyn

Textural and geochemical features of sediments in lithologic profile at upper part of Lutomiersk-Koziówki site

A. Lithologic profile (layers explanations see Photo 3)

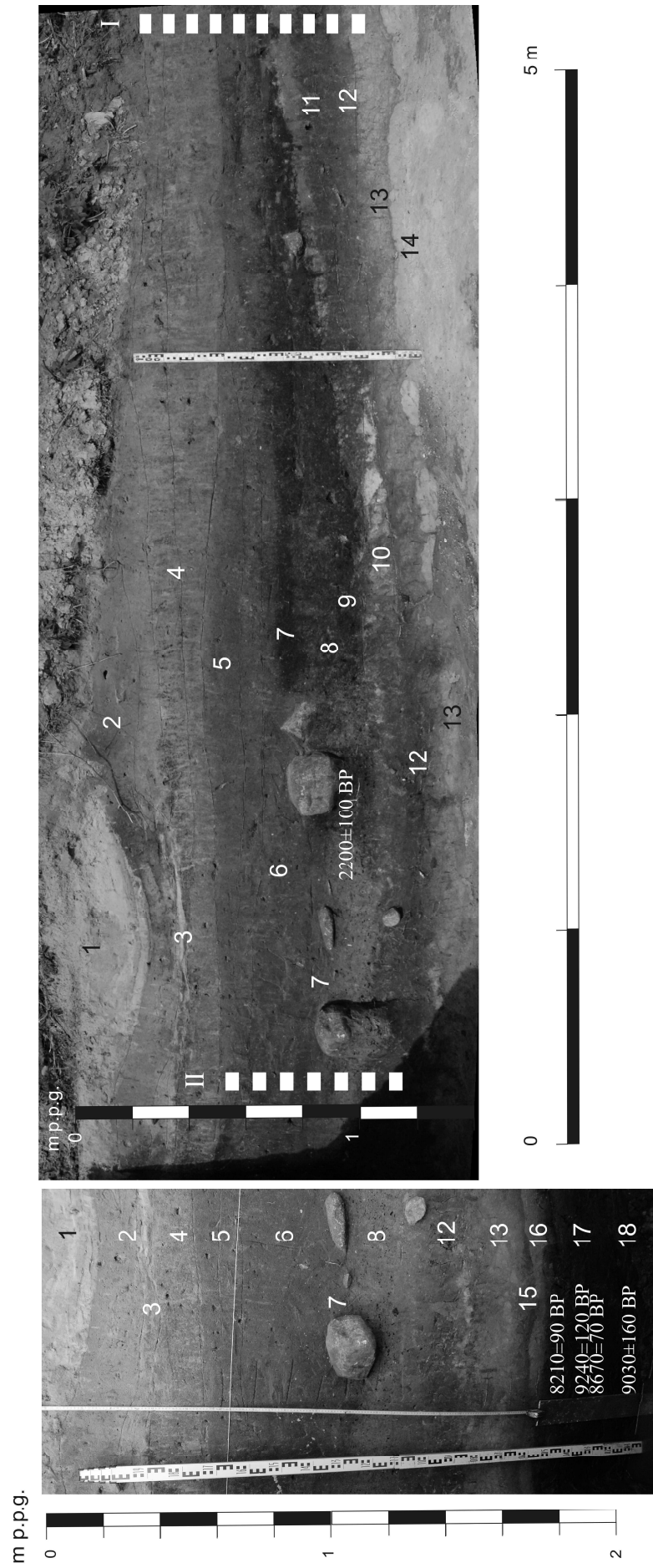
B. Folk, Ward (1957) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Quartz-grain abrasion: RM – round mat grains, M – rounded partly matted grains, EL – dull glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh shape-edged grains

D. Selected geochemical parameters: LI – Loss on Ignition, $CaCO_3$ – content of carbonate, pH – pH of deposits

Pokrywą stokową stanowią średnioziarniste piaski niemal pozbawione domieszek pylastych o średniej średnicy ziarna w przedziale 0,33–0,36 mm (tj. 1,47–1,60 Phi) (rys. 5). Miejscami występuje w osadzie wzbogacenie w grubsze frakcje. Osad jest umiarkowanie i umiarkowanie dobrze wysortowany (δ_1 : 0,7–0,8) i ma symetryczny lub lewostronny rozkład uziarnienia (Sk_1 : od -0,18 do -0,01). Na diagramie C-M Passegi i Byramjee osady te lokują się w obrębie klasy I, a więc ich

akumulacja następowała w środowisku o znacznej dynamice. Stosunek wysortowania do średniej średnicy ziarna wykazuje dla tych osadów rozrzut zgodny z układem II według Mycielskiej-Dowgiałło (1995), charakterystyczny m.in. dla deluwii, zwłaszcza piasków deluwialnych (Twardy 2000, 2002, 2003, 2008; Smolska 2005; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). Suma ziaren RM i M osiąga 80–90 %, a ziaren EL – poniżej 10 %. Pod



Fot. 4. Lutomiersk-Koziówki (stan. 3c). Wypełnienie paleokoryta i utwory stokowe
(fot. Piotr Kittel, 2009)

1 – piaski z przewarstwieniami piasków słabo próchnicznych (wypełnienie kanału przepływu pozakorytowego), fragm. ceramiki wczesnośredniowiecznej; 2 – piaski różnoziarniste próchniczne brunatnoszare (stokowe); 3 – piaski różnoziarniste z domieszkami organicznymi (wypełnienie kanału przepływu pozakorytowego); 4 – piaski różnoziarniste brunatnoszare, fragm. ceramiki kultury przeworskiej (stokowe); 5 – piaski różnoziarniste próchniczne brunatne z wtrętami węgla drzewnych (stokowe); 6 – piaski różnoziarniste próchniczne ciemnoszare z wtrętami węgla drzewnych, fragm. ceramiki kultury łużyckiej (stokowe); 7 – piaski różnoziarniste próchniczne ciemnoszare (poziom próchniczny gleby subkopalnej); 8 – piaski różnoziarniste próchniczne szare z węglami drzewnymi, fragm. ceramiki kultury łużyckiej, (nasyp przemieszczony stokowo); 9 – piaski różnoziarniste próchniczne ciemnoszare z wtrętami węgla drzewnych, fragm. ceramiki kultury łużyckiej (poziom próchniczny gleby subkopalnej); 10 – piaski różnoziarniste słabo próchniczne szare z wtrętami węgla drzewnych, fragm. ceramiki kultury łużyckiej (stokowe); 11 – piaski różnoziarniste próchniczne szarobrunatne z wtrętami węgla drzewnych, fragm. ceramiki kultury łużyckiej (stokowe); 12 – piaski mułkowe próchniczne ciemnoszare z wtrętami węgla drzewnych, fragm. ceramiki kultury trzcinieckiej (poziom próchniczny gleby subkopalnej); 13 – piaski drobnoziarniste i mułki szare z wtrętami węgla drzewnych (aluwia pozakorytowe); 14 – piaski średnio- i gruboziarniste jasnożółtoszare z przewarstwieniami mułków (aluwia pozakorytowe i osady stokowe); 15 – mułki i iły z piaskami drobnoziarnistymi ciemnoszare (aluwia pozakorytowe); 16 – piaski szarobrunatne (aluwia pozakorytowe); 17 – mułki organiczne ciemnoszare z detrytusem roślinnego (aluwia pozakorytowe); 18 – torf (wypełnienie paleokoryta)
zaznaczono miejsca poboru próbek osadów (profile I i II)

Lutomiersk-Koziówki (site 3c). Palaeochannel filling and slope deposits

1 – yellow sands with weakly humic sands lamination (filling of overbank flow channel), frgm. of Middle Ages pottery; 2 – brownish-gray various-grained humus sands (slope deposits); 3 – various-grained sands with organic admixture (filling of overbank flow channel); 4 – brownish-gray various-grained sands, frgm. of Przeworsk Culture pottery (slope deposits); 5 – brownish various-grained humus sands with charcoals admixture (slope deposits); 6 – dark gray various-grained humus sands with charcoals admixture, frgm. of Lusatian Culture pottery (slope deposits); 7 – dark gray various-grained humus sands (buried soil horizon); 8 – gray various-grained humus sands with charcoals admixture, frgm. of Lusatian Culture pottery (embankment redeposited by slope processes); 9 – dark gray various-grained humus sands with charcoals admixture, frgm. of Lusatian Culture pottery (buried soil horizon); 10 – gray various-grained weakly humic humus sands with charcoals admixture, frgm. of Lusatian Culture pottery (slope deposits); 11 – gray brownish various-grained humus sands with charcoals admixture, frgm. of Lusatian Culture pottery (slope deposits); 12 – dark gray humus silty sands with charcoals admixture, frgm. of Trzciniec Culture pottery (buried soil horizon); 13 – gray fine-grained sands and silts with charcoals admixture (overbank deposits); 14 – yellowish gray medium- and coarse-grained sands with silt laminations (overbank and slope deposits); 15 – dark gray mud and fine-grained sands (overbank deposits); 16 – grayish brownish sands (overbank deposits); 17 – dark gray organic mud with plant macro-fossils admixture (overbank deposits); 18 – peat (palaeochannel fillings)
marked position of sediment samples (profiles I and II)

względem cech teksturalnych osad ten nie odbiega istotnie od utworów podłoża, posiada jednak znaczne domieszki materii organicznej. Utwory te akumulowane były przede wszystkim, jako efekt mało wydajnego spłukiwania i zaklasyfikować je należy do „piasków deluwialnych” za Stochlakiem (1996) i Twardym (2000, 2008). O deluwialnej genezie może świadczyć także pewne obniżenie wskaźnika skośności oraz jednocześnie zauważony przez Twardego (2008) wzrost średniej średnicy ziarna wraz ze spadkiem wartości skośności.

Utwory te cechuje niewielka domieszka materii organicznej, która w stratach prażenia (LI - *Loss on Ignition*) osiąga wartości w granicach 1 %. Występują w nich węgle drzewne i tzw. „miał węglowy”. W warstwie zawierającej artefakty kultury trzcinieckiej, frekwencja węgla drzewnych jest największa w całym profilu. Wśród nich dominują szczątki sosny (*Pinus sylvestris* L.), znajdują się również węgle dębu (*Quercus* sp.), jesionu (*Fraxinus excelsior* L.) i pojedyncze grabu (*Carpinus betulus* L.) (anal. K. Cywa).

W zalegających wyżej bezstrukturalnych piaskach deluwialnych frekwencja węgla drzewnych jest niższa. Wzrostu wydajności spłukiwania dowodzi nieznaczne pogrubienie średniej średnicy ziarna, przy równoczesnym spadku wskaźnika pylastości. Wzrost udziału węgla drzewnych odnotowany został w warstwie z zabytkami kultury łużyckiej. Zwraca uwagę mniejsze zróżnicowanie gatunkowe węgla w poziomie łączonym z osadnictwem ludności kultury łużyckiej.

Akumulacja pokrywy stokowej była efektem pośredniego uruchomienia, przez czynnik antropogeniczny, procesów morfogenetycznych na słabo nachylonym stoku, w warunkach rozluźnienia szaty roślinnej. O intensywności antropogenicznych zmian środowiskowych świadczą znaczne nagromadzenie obiektów i artefaktów łączonych z osadnictwem ludności kultury trzcinieckiej i bardzo duża emisja węgla drzewnych, dowodząca pośrednio odlesienia terenu. Mało wydajne spłukiwanie doprowadziło do przykrycia poziomu kultury trzcinieckiej warstwą piasków deluwialnych. Pochodziły one z niszczenia nadległego

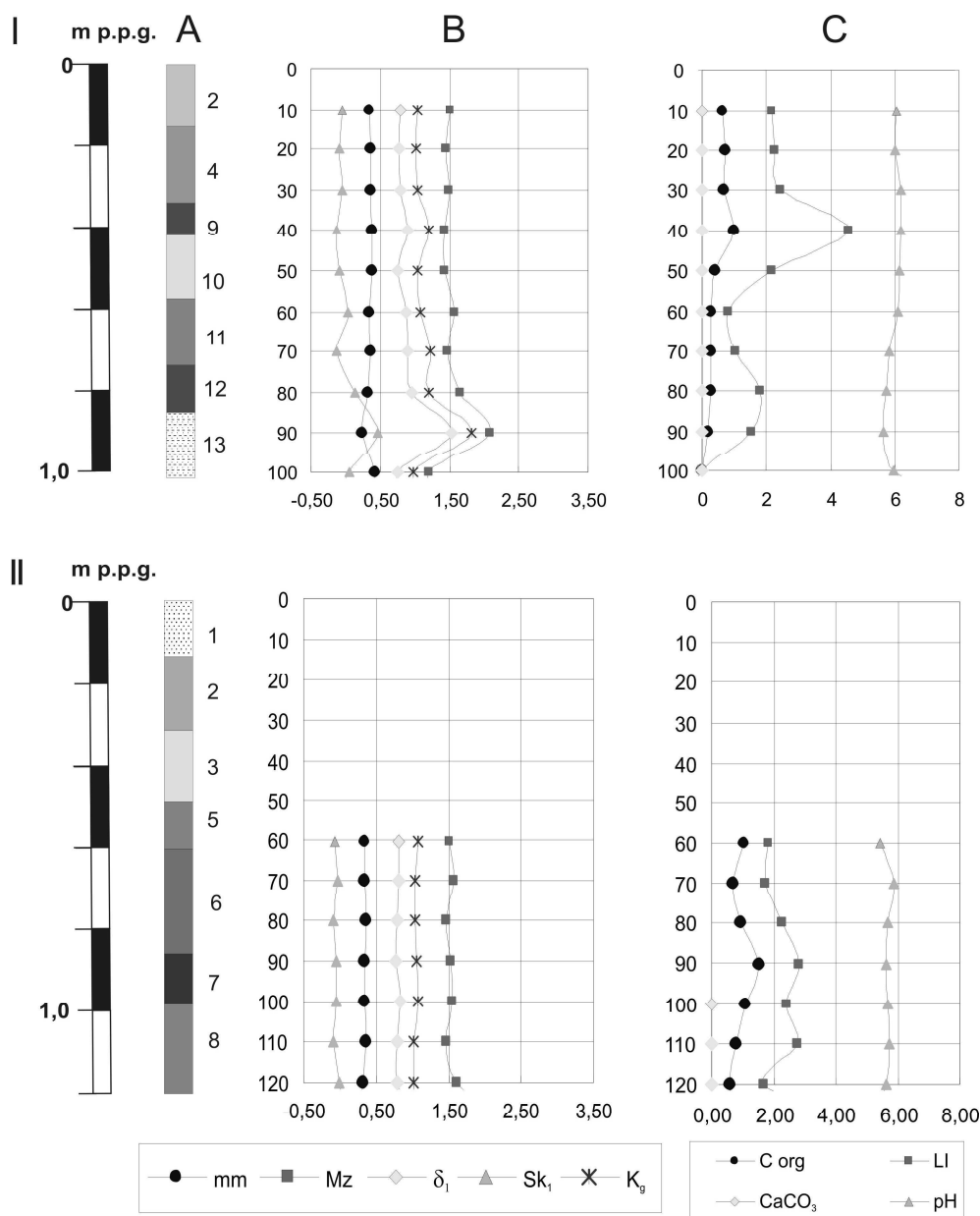
stoku pozbawionego prawdopodobnie ostatecznie poziomu próchnicznego ówczesnej gleby. Rozmywaniu mogły podlegać również nawarstwienia nasypowe związane z wykopywaniem obiektów wziemnych. W świetle analizy profili litologicznych z kulminacyjnej partii stanowiska, nie doszło pomiędzy fazami osadniczymi ludności kultur łużyckiej i trzcinieckiej do wstrzymania procesów stokowych i rozwoju procesów pedogenetycznych.

W północno-zachodniej części stanowiska zbadane zostały utwory stokowe, złożone u podnóża terasy i nakrywające wypełnienie paleokoryta oraz neo- i mezoholocenijskie osady aluwialne pozakorytowe i stokowe (fot. 4). Seria pozakorytowa nakryta została pokrywą utworów próchnicznych o miąższości 100–150 cm. W ich spągu występuje warstwa o 10–20 cm miąższości zbudowana w przewodzie z piasków drobnoziarnistych mułkowych (Mz: 0,20–0,25 mm; δ_1 : 0,68–0,80) ze znaczną domieszką substancji organicznych (LI: 1,5–4,6 %, a nawet 10 %). W warstwie tej wystąpiły liczne, w tym znacznych rozmiarów, fragmenty ceramiki kultury trzcinieckiej, a także węgle drzewne olszy (*Alnus* sp.). Warstwę tę (fot. 4: w-wa 12) należy interpretować jako poziom próchniczny gleby subkopalnej, stanowiącej pierwotny poziom terenu słabo nachylonego stoku, w początkach osadnictwa ludności kultury trzcinieckiej we wczesnej epoce brązu.

Gleba kopalna przykryta została przez pokrywę stokową zbudowaną z piasków średnioziarnistych, z domieszką gruboziarnistych, z miejscami znaczną zawartością substancji organicznej (do 5 % LI). W obrębie tych osadów występują liczne artefakty, w tym fragmenty pradziejowych naczyń ceramicznych oraz liczne kamienie tworzące wyraźny horyzont. Pod względem teksturalnym utwory te nie odbiegają zasadniczo od osadów źródłowych budujących terasę i charakteryzują się: średnią średnicą ziarna w przedziale 0,32–0,38 mm (tj. 1,41–1,66 Phi), umiarkowanym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem (δ_1 : 0,68–0,96) i symetrycznym lub lewoskośnym rozkładem uziarnienia (Sk_1 : od -0,14 do 0,03; wyjątkowo 0,14) (rys. 6). Na diagramie C-M Passegi i Byramjee osady te lokują się w obrębie klasy I. Stosunek wysortowania do średniej średnicy ziarna wykazuje rozrzut zgodny z układem II według Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Zaznacza się również wzrost średniej średnicy ziarna wraz ze spadkiem wartości skośności. Suma ziaren RM i M osiąga 80–90 %,

a ziaren EL – poniżej 10 %. Utwory te reprezentują „piaski deluwialne” za Stochlakiem (1996) i Twardym (2000, 2008). Ze względu na znaczną zawartość materii organicznej mają cechy „piasków glebowych” za Teisseyrem (1994) lub piaszczystych „deluwii glebowych” za Sinkiewiczem (1998). Akumulowane były w wyniku mało wydajnego spłukiwania u podnóża stoku. Intensyfikacji procesów stokowym sprzyjało rozluźnienie szaty roślinnej na stokach terasy zajmowanej przez osady pradziejowe oraz w miejscu depozycji osadów, tj. w obrębie paleokoryta. Wypalania pokrywy leśnej dowodzi duże nagromadzenie węgla drzewnych. Analiza pyłkowa obejmująca omawiane nawarstwienia potwierdziła zmianę warunków środowiskowych, polegającą na osuszeniu paleokoryta (anal. A. Wacnik).

Miejscami gleba kopalna przykryta została przez „piaski glebowe” zawierające wyłącznie artefakty kultury trzcinieckiej. Występowanie tej warstwy dowodzi zapoczątkowania spłukiwania już w starszej lub środkowej epoce brązu, w wyniku aktywności osadniczo-gospodarczej ludności kultury trzcinieckiej. Procesom stokowym sprzyjało rozluźnienie szaty roślinnej na obszarze samego stanowiska, tj. na powierzchni i stokach terasy, ale również w miejscu depozycji osadów. Duże nagromadzenie węgla drzewnych dowodzi wypalania pokrywy leśnej. Skład gatunkowy węgla w warstwie „trzcinieckiej” jest przesłanką wskazującą na odlesianie powierzchni terasy, jak i dna doliny. Wystąpiły w nich bowiem węgle drzewne przede wszystkim: dębu, a w dalszej kolejności sosny, jesionu i grabu oraz olszy, brzozy i leszczyny (*Corylus avellana* L.). Zawartość materii organicznej w piaskach próchnicznych zawierających artefakty kultury łużyckiej z końca III i IV okresu epoki brązu (Muzolf, Kittel 2009; Muzolf 2012) waha się od 1,0 % do 2,2 % LI. Mają one domieszki węgla drzewnych, przede wszystkim: sosny i dębu, a także olszy, grabu, jesionu, klonu (*Acer* sp.) i leszczyny (anal. K. Cywa). Jest to zapis intensyfikacji odlesiania terenu związany z aktywnością osadniczo-gospodarczą ludności kultury łużyckiej w epoce brązu. W stropie tych utworów zachował się miejscami poziom próchniczny subkopalnej gleby, z fragmentami ceramiki kultury łużyckiej, świadczący o wstrzymaniu spłukiwania i rozwoju pedogenezy (fot. 4: w-wa 9). Należy go interpretować jako geologiczny zapis hiatu lub osłabienia intensywności osadnictwa na przełomie epoki brązu i epoki żelaza.



Rys. 6. Cechy teksturalne i geochemiczne utworów geologicznych w profilach litologicznych (I i II) w strefie zboczowej stanowiska Lutomiersk-Koziówki

A. Profil litologiczny (opis warstw jak w fot. 4)

B. Folk, Ward (1957) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Wybrane parametry geochemiczne: C_{org} – zawartość węgla organicznego, LI – straty prażenia, $CaCO_3$ – udział węglanów, pH – odczyn

Textural and geochemical features of sediments in lithologic profiles (I and II) at side slope of Lutomiersk-Koziówki site

A. Lithologic profile (layers explanations see Photo 4)

B. Folk, Ward (1957) coefficients: mm – mean grain size [mm], Mz – mean grain size [Phi], δ_1 – sorting index (standard deviation), Sk_1 – skewness, K_g – kurtosis

C. Selected geochemical parameters: C_{org} – content of organic carbon, LI – Loss on Ignition, $CaCO_3$ – content of carbonate, pH – pH of deposits

Kolejna faza intensyfikacji procesów stokowych zapisana jest w postaci pokrywy zawierającej liczne artefakty i ekofakty kultury łużyckiej oraz miejscami pojedyncze kultury przewor-

skiej (fot. 4: w-wa 8). Węgłe drzewne reprezentowane są przez szczątki: dębu, sosny i olszy oraz grabu, brzozy (*Betula* sp.), jesionu, topoli (*Populus* sp.) i lipy (*Tilia* sp.) (anal. K. Cywa).

Dla węgla drzewnych uzyskano datowanie radiowęglowe 2200 ± 100 BP (MKL-481) 360–110 BC. Wynik ten dowodzi akumulacji omawianej warstwy najwcześniej w okresie lateńskim. Zawartość archeologiczna może wskazywać na destrukcję i redepozycję starszych obiektów i warstw z fazy kultury łużyckiej w młodszym okresie przedrzymskim lub okresie rzymskim i wiązała się z aktywnością ludności kultury przeworskiej. Warstwa stanowi nasyp silnie przeobrażony przez procesy stokowe. W stropie omawianych utworów rozwinięty jest poziom próchniczny gleby kopalnej (fot. 4: w-wa 7),

który świadczy o ponownym ustaniu procesów stokowych i rozwoju pedogenezy (anal. archeopedologiczna A. Budek). Musiały one mieć miejsce po 360–110 BC, a więc najprawdopodobniej już w okresie rzymskim. Najwcześniej w okresie rzymskim, a najpóźniej we wczesnym średniowieczu doszło do akumulacji stropowej zachowanej partii osadów stokowych o miąższości dochodzącej do 50 cm, w której znajdują się również redeponowane starsze zabytki, głównie kultury łużyckiej. Ku stropowi spada w niej udział materii organicznej.

PODSUMOWANIE

Na obszarze stanowiska w Lutomiersku-Koziówkach występuje останець plenivistulianskiej terasy wysokiej, zachowany w formie cypla wcinającego się w dno doliny Neru i ograniczony dnem doliny Zalewki/Wrzęcej. W obszarze tym poziom ten buduje najprawdopodobniej stożek napływowy Zalewki. W świetle wskaźników wieku TL, tworzenie tych form miało miejsce jeszcze około 23 ka BP. Na przełomie górnego plenivistulianu i późnego vistulianu dochodziło w dolinach regionu, w tym w dolinie Neru (Turkowska 1988, 2006), do rozcinania terasy plenivistulianskiej i morfologicznego wykształcenia wysokiego poziomu dolinnego. W Lublinku na południe od Konstantynowa Turkowska (1985, 1988, 1990, 1997, 1999, 2006; także Turkowska, Dziędużyńska 2011) procesy te datuje na około 14,5 ka BP i rekonstruuje meandrowy układ koryta Neru już w tym okresie. W odcinku doliny Neru między Behcicami a Lutomierskiem nie udokumentowano jednak dotychczas osadów, wypełniających paleokoryta, starszych od około 11 ka BP. Na późny vistulian należy datować powstanie koryta, które ograniczyło od północy i północnego zachodu obszar stanowiska. U schyłku vistulianu koryto było już nieczynne i ulegało wypełnianiu osadami organicznymi. Najwcześniej w okresie borealnym oraz w początkach okresu atlantyckiego, w dnie doliny, a zwłaszcza w obrębie paleokoryta rozpoczęła się akumulacja aluwów pozakorytowych, stanowiąca zapis wzmożonej aktywności fluwialnej około 7,4–7,0 ka BP. Znajduje ona potwierdzenie w licznych dolinach środkowej Europy (Kałicki 2006).

Udokumentowano świadectwo zwydmienia powierzchni terasy, do którego musiało dojść w późnym vistulianie, najprawdopodobniej

w młodszym dryasie, lub w starszej części holocenu.

W wielu miejscach na obszarze stanowiska, zarówno w położeniu kulminacyjnym, jak i u podstawy stoku terasy, udokumentowany został poziom próchniczny gleby kopalnej z zabytkami kultury trzcinieckiej *in situ*. Najwcześniej z aktywnością ludności kultury trzcinieckiej, we wczesnej i środkowej epoce brązu, można wiązać uruchomienie procesów stokowych obejmujących zarówno strefę kulminacyjną, ale przede wszystkim stoki terasy. Początkowo erozji podlegał poziom próchniczny gleby, czego efektem była depozycja deluwialnych piasków glebowych. Z czasem erozja obejmowała głębsze podłoże. Procesom stokowym musiało sprzyjać rozluźnienie szaty roślinnej na obszarze samego stanowiska, ale również w miejscu depozycji osadów w obrębie paleokoryta u podnóża stoków terasy i w dnie doliny. Osadnictwo ludności kultury trzcinieckiej doprowadziło do wyraźnych przeobrażeń elementów środowiska naturalnego, przede wszystkim pokrywy roślinnej, ale także morfologii i geologii obszaru. Pomiędzy fazami osadniczymi ludności kultur łużyckiej i trzcinieckiej nie doszło w świetle analizy do odbudowy szaty roślinnej, wstrzymania procesów stokowych i rozwoju procesów pedogenetycznych. Udokumentowano rozwój poziomu próchnicznego gleby subkopalnej, który jest geologicznym zapisem hiatu lub osłabienia intensywności osadnictwa w końcu epoki brązu. W późnym okresie przedrzymskim lub już w okresie rzymskim doszło do redepozycji na stoku i u podnóża terasy warstw kulturowych zawierających liczne artefakty i ekofakty zdeponowanych w okresie funkcjonowania osadnictwa ludności kultury łużyckiej w epoce brązu.

W horyzoncie czasowym korelowanym z osadnictwem ludności kultury przeworskiej ponownie uruchomione zostały procesy stokowe.

Neoholocénskie miąższe pokrywy stokowe, przeważnie zbudowane z deluwii, uważane są za świadectwo intensywnego i wielowiekowego użytkowania i antropogenicznego przekształcania morfologii obszarów, które owocowało znacznym rozluźnieniem szaty roślinnej (por. Stochlak 1996; Sinkiewicz 1998; Smolska 2005; Twardy 2008, 2011). W regionie łódzkim najstarsze fazy akumulacji pokryw deluwialnych korelowane są z wczesną epoką brązu i związane z przemianami środowiska geograficznego, pod wpływem antropopresji społeczności kultury trzcinieckiej (por. Twardy i in. 2004; Twardy 2008, 2011; Kittel i in. 2011). Istotną rolę dla wzmożenia wydajności spłukiwania odgrywało zakładanie licznych obiektów ziemnych, z czym wiązało się powstawanie nasypów znacznie łatwiej podlegających rozmywaniu.

Dla okresu nowożytnego rozpoznane zostały relikty i układy nawarstwień dowodzące istot-

nych hydrotechnicznych przeobrażeń doliny Zalewki.

W rozwoju paleogeograficznym doliny Neru koło Lutomierska, prócz procesów fluwialnych w warunkach perygacjalnych, jak i klimatu umiarkowanego, odegrały także czynniki glacialny oraz uwarunkowania tektoniczne. Za rektus rzeźby elementów doliny odpowiada ponadto czynnik eoliczny. Jednak co najmniej od około 3500 lat coraz większą rolę morfogenetyczną odgrywa człowiek poprzez swą działalność osadniczo-gospodarczą. Społeczności ludzkie oddziałują w sposób pośredni, poprzez wkopywanie obiektów, w tym rowów i kanałów, sypianie wałów czy nawarstwień nasypowych. Niemniej, istotne jest pośrednie oddziaływanie czynnika antropogenicznego, który tworzy warunki dla uruchomienia, wzmożenia lub zmodyfikowania oddziaływania procesów: eolicznych, a zwłaszcza fluwialnych i stokowych. Procesy te w warunkach coraz silniej antropogenicznie przekształconego środowiska geograficznego odgrywają coraz większą rolę w kształtowaniu rzeźby i budowy geologicznej obszaru (por. też Twardy 2008, 2011).

Podziękowania

Badania nie byłyby możliwe bez ścisłej współpracy już na etapie przygotowań do prac terenowych z B. Muzolfem (MAiE w Łodzi) oraz P. Muzolfem. W przeprowadzeniu analiz teksturalnych osadów wydatnie pomogli J. Forysiak i D. Okupny (KGiP UŁ), a geochemicznych W. Tołoczko (KGF UŁ) i D. Okupny (KGiP UŁ). Analizy pyłkowe wykonały: A. Wacnik (IB PAN) i M. Obremska (IG PAN); analizy makroskopowych szczątków roślinnych: K. Cywa, A. Mueller-Bieniek i R. Stachowicz-Rybka (IB PAN). Analizy szlifów glebowych przeprowadziła A. Budek (IGiPZ PAN). Datowania radiowęglowe zrealizowano w trzech laboratoriach: Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Lab. Datowań Bezwzględnych w Skale, Instytut Geochemii

i Geofizyki AN Białorusi; a datowania TL w Lab. Akademii Pomorskiej w Słupsku oraz Instytut Geografii UJK w Kielcach.

Badania finansowane były w ramach dwu projektów badawczych MNiSW nr 1 H01H 025 30 realizowany w latach 2006-2008; nr N N306 276735 realizowany w latach 2008-2011. Ponadto także ze środków Wojewódzkiego Urzędu Ochrony Zabytków w Łodzi w latach 2006, 2007, 2008, 2009, 2010 oraz Fundacji Badań Archeologicznych im. Profesora K. Jażdżewskiego w Łodzi w 2010, a także w ramach grantu Ministra Kultury i Dziedzictwa Narodowego pochodzących z Funduszu Promocji Kultury w ramach programu „Dziedzictwo kulturowe” 5 priorytet „Ochrona zabytków archeologicznych” - edycja 2011 (numer wniosku 1080/11), realizowany w 2011-2012 r.

LITERATURA

- Baliński W., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lutomiersk (626). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Baliński W., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lu-

- tomiersk (626). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 38 ss.
Ber A., Lindner L., Marks L., 2007 – Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, 55(2): 115-118.

- Bronk Ramsey C., 2009 – Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1): 337-360.
- Cailleux A., 1942 – Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 46: 176 ss.
- Dadlez R., Marek S., 1969 – Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 13(3): 543-565.
- Dylik J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podłódzkiego obszaru. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 1: 46 ss.
- Dziubek E., Twardy J., 2007 – Transformacja rzeźby wysokiego poziomu dolinnego Neru wskutek wielowiekowego zasiedlenia i gospodarki w świetle wykopaliskowych badań archeologicznych na stanowisku 21 w Lutomiersku i Wrzącej-Parceli. W: E. Smolska, P. Szwarczewski (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, t. III, Warszawa: 31-37.
- Folk R., Ward W., 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-26.
- Gilewska S., 1986 – Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr.*, 58(1-2): 15-40.
- Gilewska S., 1999 – Rzeźba. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 243-287.
- Kalicki T., 2006 – Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 204: 346 ss.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geogr. Lodz.*, 64: 104 ss.
- Kittel P., 2012a – Wpływ georóżnorodności zlewni Neru (Polska środkowa) na lokalizację osadnictwa pradziejowego. *Landform Analysis*, 19: 33-50.
- Kittel P., 2012b – Geomorfologia stanowiska 3a-c Lutomiersk-Koziówki. W: B. Muzolf (red.), *Lutomiersk-Koziówki stanowisko 3a-c, pow. pabianicki, woj. łódzkie. Wielokulturowy zespół osadniczy od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny*. Biblioteka Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Nr 39, Łódź, 27-37.
- Kittel P., 2012c – Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju osadnictwa i przeobrażenia morfologii obszaru stanowiska 3a-c Lutomiersk-Koziówki w warunkach antropopresji. W: B. Muzolf (red.), *Lutomiersk-Koziówki stanowisko 3a-c, pow. pabianicki, woj. łódzkie. Wielokulturowy zespół osadniczy od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny*. Biblioteka Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Nr 39, Łódź: 263-277.
- Kittel P., Forysiak J., Muzolf B., Skowron J., Tołoczko W., 2007 – Traces of human impact in sediments of flood plain in the Ner river valley near Lutomiersk and in the Rawka river valley in Rawa Mazowiecka (Central Poland) W: M. Makohonienko, D. Makowiecki, J. Czerniawska (red.), *Eurasian Perspectives on Environmental Archaeology. Środowisko i Kultura vol. 3*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 184-185.
- Kittel P., Muzolf B., Muzolf P., 2009 – Sprawozdanie z badań uzupełniających na stanowisku 1 [Nr obszaru AZP: 66-49, nr stanowiska na obszarze: 33] w miejscowości Kolonia Bechce, gm. Lutomiersk, realizowanych w 2009 r. mps. Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi, Lutomiersk: 7 ss.
- Kittel P., Forysiak J., Błaszczuk J., Cywa K., Wacnik A., Tomczyńska Z., Muzolf B., Obremska M., 2008 – Przykłady oddziaływań społeczności pradziejowych na środowisko naturalne w rejonie Bechce i Wierzbowej (Polska Środkowa). *Landform Analysis*, 9, 289-292.
- Kittel P., Muzolf B., Budek A., Cywa K., Forysiak J., Mueller-Bieniek A., Obremska M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Tomeczyńska Z., Wacnik A., 2010 – Środowisko przyrodnicze, gospodarka i osadnictwo w świetle badań w dorzeczu środkowego Neru. W: M. Karczewski, M. Karczewska, M. Makohonienko, D. Makowiecki, E. Smolska, P. Szwarczewski (red.), *Środowisko przyrodnicze, gospodarka, osadnictwo i kultura symboliczna w V w. p.n.e. – VII w. n.e. w dorzeczu Odry, Wisły i Niemna. Środowisko i Kultura*, T. 8. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: s. 74-76.
- Kittel P., Błaszczuk J., Muzolf B., Cywa K., Wacnik A., Tomeczyńska Z., Obremska M. 2011 – Traces of Prehistoric Human Impact on Natural Environment in the Ner River Catchment (Central Poland). W: I. Hildebrandt-Radke, W. Dörfler, J. Czebreszuk, J. Müller (red.), *Anthropogenic Pressure in the Neolithic and the Bronze Age on the Central European Lowlands. Studien zur Archäologie in Ostmitteleuropa/Studia nad Pradziejami Europy Środkowej*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Dr. Rudolf Habelt GmbH, Poznań-Bonn, B. 8/T. 8: 129-141.
- Kittel P., Elias S., Mueller-Bieniek A., Pawłowski D., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., Okupny D., 2012 – Badania paleoekologiczne reliktyw nowożytnego moczyska. W: B. Muzolf (red.), *Lutomiersk-Koziówki stanowisko 3a-c, pow. pabia-*

- nicki, woj. łódzkie. Wielokulturowy zespół osadniczy od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny. Biblioteka Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Łódź, Nr 39, Aneks 8 (płyta CD).
- Kondracki J., 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa: 440 ss.
- Kordowski J., 2003 – Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim. *Prz. Geogr.*, 75(4): 601-621.
- Lindner L., 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięg zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53(2): 145-150.
- Lindner L., Marks L., 2012 – O podziale klimatostatygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, 60(1): 36-45.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000 – Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacie i holocenie. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa: 172 ss.
- Manikowska B., 1993 – Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistula (late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geologie en Mijnbouw*, 72: 167-177.
- Marek S., Raczyńska A., 1974 – Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. W: W. Pożaryski (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 279-313.
- Marks L., Ber A., Gogolek W., Piotrowska K. (red.), 2006 – Mapa Geologiczna Polski 1: 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Muzolf B., 2012 – Osadnictwo środkowopolskiej grupy łużyckich pól popielnicowych. W: Muzolf B. (red.), Lutomiersk – Koziówki stanowisko 3a-c, pow. pabianicki, woj. łódzkie. Wielokulturowy zespół osadniczy od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny. Biblioteka Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Nr 39, Łódź: 114-178.
- Muzolf B., Kittel P., 2006 – Sprawozdanie z badań sondażowo-weryfikacyjnych stanowiska 1 w miejscowości Behcice, gm. Konstantynów Łódzki (AZP 66-50) mps. Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi, Lutomiersk: 13 ss.
- Muzolf B., Kittel P., 2009 – Omówienie wyników badań archeologicznych przeprowadzonych na stanowisku Lutomiersk-Koziówki 3c, gm. Lutomiersk, pow. pabianicki, woj. łódzkie. mps. Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi, Lutomiersk: 10 ss.
- Muzolf B., Muzolf P., Kittel P., 2010a – Omówienie wyników badań archeologicznych przeprowadzonych na stanowisku Lutomiersk-Koziówki 3a, gm. Lutomiersk, pow. pabianicki, woj. łódzkie. mps. Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi, Lutomiersk: 12 ss.
- Muzolf B., Muzolf P., Kittel P., 2010b – Omówienie wyników badań archeologicznych przeprowadzonych na stanowisku Lutomiersk-Koziówki 3b, gm. Lutomiersk, pow. pabianicki, woj. łódzkie. mps. Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi, Lutomiersk: 7 ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa: 29-105.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M., 2011 – Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos*, 17(4): 189-203.
- Passega R., Byramjee R., 1969 – Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13: 830-847.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 ss.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstoceńskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 ss.
- Roman M., 2010 – Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, 96: 171 ss.
- Shackleton N., Opdyke N., 1973 – Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumens on a 10 year scale. *Quat. Res.*, 3(1): 39-55.
- Sinkiewicz M., 1998 – Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. Wyd. UMK, Toruń: 103 ss.
- Smolska E., 2005 – Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). WGiSR UW, Warszawa: 146 ss.
- Stachowicz-Rybka R., Obremska M., Kittel P., Pawłowski D., Cywa K., Forsyś J., 2011 – Zapis zmian paleośrodowiskowych w kontekście archeologicznym w osadach wypełnienia paleokoryta w dolinie Neru na stanowisku Kolonia Behcice (woj. Łódzkie, Polska Środkowa). V Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu, Górzno, 13-17 czerwca 2011, Państw. Inst. Geol., Warszawa: 73-74.
- Stochlak J., 1996 – Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu spłukiwania i propozycja ich podziału. W: Józefciuk, A. (red.), Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją: ogólnopolskie sympozjum naukowe, Puławy - Lublin - Zwierzyniec, 11-13 września 1996 r., Prace Naukowe, cz. 2, Puławy: 111-132.

- Szmańda J., 2004 – Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w akumulacji powodziowej – studium przypadku – aluwia pozakorytowe Wisły, Drwęcy i Tażyny. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 200: 355-372.
- Szmańda J., 2007 – Porównanie interpretacji warunków transportu osadów na diagramie C/M i analizy krzywych kumulacyjnych aluwiiw pozakorytowych Wisły w Toruniu. W: E. Smolska, D. Giriat (red.), *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych - formy rzeźby i osady*. Warszawa: 367-376.
- Szmańda J., 2010 – Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. *Landform Analysis*, 12: 109-125.
- Szmańda J., Lankauf K., Luc M., 2004 – Próba rekonstrukcji zmian rzeźby Góry św. Wawrzyńca i fazy jej rozwoju. W: W. Chudzik (red.), *Mons Sancti Laurentii*, t. 2, *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne*. Toruń, s. 177-183.
- Teisseyre A., 1994 – Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, 43: 188 ss.
- Turkowska K., 1985 – Osady dna doliny Neru w Lublinku koło Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 51-167.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 1990 – Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years; a detailed study in Lublinek near Łódź, Central Poland. *Quat. St. Pol.*, 9: 85-99.
- Turkowska K., 1992 – Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8 000 na niezłodowionych, nizinnych obszarach Polski. *Prz. Geol.*, 10: 591-593.
- Turkowska K., 1993 – Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 239-263.
- Turkowska K., 1997 – Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacjalnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen–holocen. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 67-87.
- Turkowska K., 1999 – Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacjalnej w Polsce środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 101-132.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D., 2011 – Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner valley system, Central Poland. *Geogr. Pol.*, 84, Sp. Iss., 1: 147-162.
- Twardy J., 2000 – Deluwia neoholocenyckie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 135-173.
- Twardy J., 2002 – Etapy neoholocenyckiej ewolucji suchych dolin denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej w świetle analizy osadów. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, XXXII, *Nauki Mat.-Przyr.*, 109: 127-137.
- Twardy J., 2003 – Cechy sedimentologiczne neoholocenyckich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Pr. St. Geogr. WGiSR UW*, 33: 25-44.
- Twardy J., 2004 – Odzwierciedlenie dynamiki podłoża mezozoicznego w morfologii i budowie geologicznej doliny Neru w okolicach Lutomska (Wysoczyzna Łaska), Czwartorzęd Obszru Polski na tle struktur starszego podłoża. *Prace Inst. Geogr. Akad. Światokrzyskiej w Kielcach*, 13: 107-124.
- Twardy J., 2008 – Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropresji. Wyd. UŁ, Łódź: 292 ss.
- Twardy J., 2011 – Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the Neolithic. *Geogr. Pol.*, 84, Sp. Iss., 1: 163–178.
- Twardy J., Forsyś J., Kittel P., 2004 – Dynamika procesów morfogenetycznych uruchomionych i zintensyfikowanych wskutek pradziejowej działalności ludzkiej w pradolinie warszawsko-berlińskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 85-117.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. WGSR UW, Warszawa: 195-257.

GEOMORPHOLOGY AND EVOLUTION OF THE NER RIVER VALLEY
IN THE VICINITY OF LUTOMIERSK-KOZIÓWKI SITE
IN THE LIGHT OF GEOARCHAEOLOGICAL RESEARCH

SUMMARY

Abstract. Paper presents results of geomorphological and geoarchaeological research undertaken in the last few years in the Ner River Valley between Bechcice and Lutomiersk, mainly at complex of prehistoric and early historic settlements at Lutomiersk-Koziówki site. Geomorphological research proves that the site occupies the area of the High Plenivistulian Terrace formed as an alluvial fan of the Zalewka River. The palaeochannel limiting the site at northern and north western side was dated to the Late Vistulian basing on palaeoecological analysis results and ^{14}C date. Thick slope deposits covers and buried soil rich in artefacts and ecofacts have been examined at the site. Periods of intensive settlement activity and hiatuses of terrain occupation have been recorded within features of slope deposits. Man must be indicate as an important indirect factor of relief changes in the last 3500 years in the site in question.

Key words: geomorphology, geoarchaeology, slope processes, human impact, Ner River valley, central Poland

Geoarchaeological investigations were undertaken in the Ner River valley in vicinity of Lutomiersk since last few years and they have been continued at few archaeological sites. In the paper the results of research at Lutomiersk-Koziówki site are presented. The site is situated in the southern part of the Ner River valley, very close to the small stream Zalewka (or Wrząca) River mouth. The site has been established on the surface and slightly inclined side slope of high terrace, which is most probably the remnant of alluvial fan of the Zalewka River. The high terrace as well as substratum geology of the site is formed mainly by clastic medium- and coarse-grained sands without any admixture of organic matter. The sediments of high terrace have been accumulated in the Pleniglacial of the Weichselian (Plenivistulian), what is documented by appropriate TL dating. In a morphologic point of view, the high terrace was formed in the decline of the Weichselian and it was connected with an activity of large palaeochannels of the Ner River.

The hillock occupied by Lutomiersk-Koziówki site is closed in north-western part by huge palaeochannel filled by organic mud and peat in the bottom, covered by overbank sands and silts. The deposition of the palaeochannel fill has been initiated in the decline of Weichselian (Late Vistulian) and it was continuing in Holocene. In the Boreal Period as well as at the beginning of the Atlantic Period the overbank sediments began to be accumulated at the valley floor, especially in the palaeochannel, which constituted the record of the increased fluvial activity of about 7,4–7,0 ka BP.

Slope deposits covered moderately inclined surfaces, which limited sites and previously set-

tlements, have been identified at most of investigated sites. At the upper part of the site, slope cover is represented by brown and dark grey partly humus sands with reach admixture of charcoals and numerous fragments of pottery and other artefacts of the Trzciniec Culture in the bottom and of the Lusatian Culture in the higher level. Buried soil has been recognized on the top of substratum sediments and artefacts of Trzciniec Culture have been noticed within those layer. The thickness of the discussed sand cover ranges to the 0,7 m. The analogous slope deposits have been recognized at side slopes of the hillock, where they overlie the filling of palaeochannel and overbank alluvia and cover buried soil horizon containing TC artefacts. Within the detailed geoarchaeological research, we have recognised within the slope cover three buried soils.

The features of the slope deposits are typical for the slope wash cover of “deluvial sands”. Intensive settlement activity led to plant cover cleaning and initiating of slope wash processes. This resulted in soil erosion and development of thick covers of deluvial sediments. The plant cover cleaning is proved by the existence of charcoal within deluvial covers. The origin of the sand cover is partly resulted from earthworks connected with establish of settlement objects deepen in the ground. The deluvia have being deposited as an effect of slope wash processes characterized by moderately intensive dynamic of depositional environment. The origin and development of slope covers must be correlated with anthropogenic factor and with anthropogenic changes of the natural environment. Human activity plays the role of indirect factor of relief and geology changes since last 3500 years in the area in question.

EWOLUCJA POGLĄDÓW NA GENEZĘ „WIELKICH STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH” NA RÓWNINIE ŁOWICKO-BŁOŃSKIEJ

ZARYS TREŚCI

W południowej i środkowej części Równiny Łowicko-Błońskiej ponad sto lat temu została wyróżniona „strefa wielkich stożków napływowych”. Strefa stożków kreślona jest jako pas o szerokości od 5 do 12 km, którego powierzchnia opada z południa ku północy. Artykuł przedstawia różne poglądy na genezę tej powierzchni i wskazuje przyczyny takiego zróżnicowania.

Słowa kluczowe: stożki napływowe, poligeniza rzeźby, Polska Środkowa, Równina Łowicko-Błońska

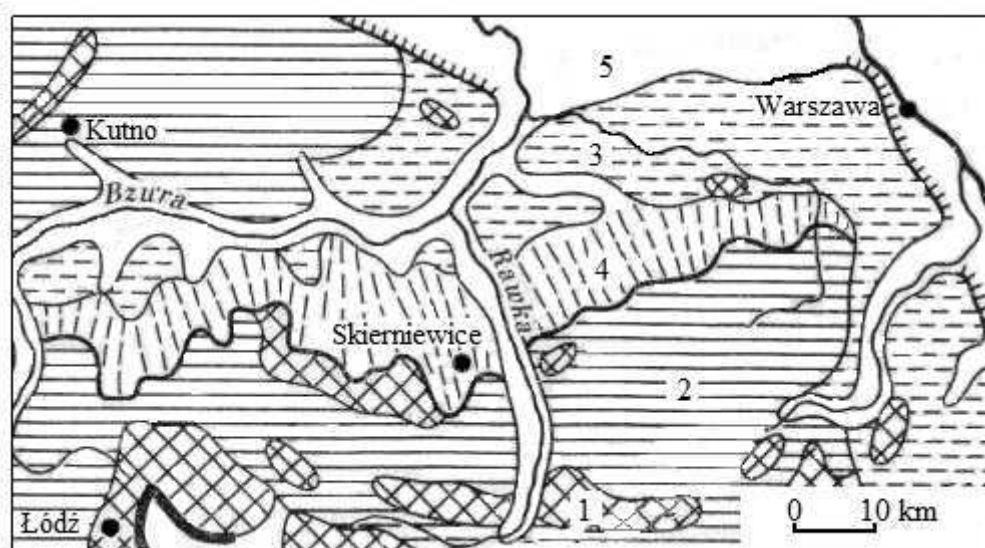
WPROWADZENIE

Wśród form powierzchni terenu występują takie, których geneza nie jest jednoznacznie określona. Dlatego powracają one co pewien czas w dyskusji naukowej, a wtedy ich pochodzenie jest zwykle tłumaczone odmiennie niż wcześniej. W środkowej Polsce do takich form należy powierzchnia występująca w obrębie południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej, w pasie o szerokości od 5 do 12 km (rys. 1). Jest to obszar nieznacznie nachylony z południa ku północy i północnemu zachodowi, od 130–124 m n.p.m. do 100 m n.p.m. Zbudowany jest on głównie z piasków z domieszką żwirów, sporadycznie mułków. Miąższość serii jest zmienna od 1 do 10 m, a przeciętnie 3–5 m (Mizerja 1947; Balińska-Wuttke 1960; Brzeziński 1991a; Szalewicz 1994; Klajnert, Kobojek 2003). Powierzchnia ta rozcięta jest szeregiem płytkich dolinek (2–3 m głęb.) o kierunku SE–NW. Część z nich wykorzystana jest przez współczesne ciekі, a w innych wykopano rowy melioracyjne. Jedynie Rawka i Skierniewka rozcinają tę powierzchnię wyraźnymi i głębokimi dolinami. Innym urozmaicheniem tej powierzchni są wydmy i towarzyszące im zagłębienia deflacyjne. Większe wydmy paraboliczne występują w północnej części tej strefy w Puszczy Bolimowskiej oraz w części wschodniej w Międzyborowie.

Ta prawie płaska powierzchnia łączy się we wschodniej części Równiny Łowicko-Błońskiej z wyraźnie zarysowaną zarówno na mapie topograficznej, jak i w terenie krawędzią Wysoczyzny Rawskiej. Powierzchnia wysoczyzny położona jest na wysokości od 158 m n.p.m. do 140 m n.p.m., a jej rzeźba jest urozmaicona. Lokalne deniwelacje mogą dochodzić do kilku metrów. Występują one w rozcięciach erozyjnych rzek lub suchych dolinach.

W literaturze geomorfologicznej i fizyczno-geograficznej powierzchnia ta jest różnie nazywana: strefa stożków napływowych (Mizerja 1947; Balińska-Wuttke 1960), stoki opływowe (Różycki 1972), stoki denudacyjne typu pedymentów (Starkel 1980), terasy kemowe i terasy nadzalewowe akumulacyjno-erozyjne (Brzeziński 1991b, 1998), stożki akumulacyjne na Niżu Polskim (Mojski 2005), równiny stożków napływowych (Turkowska 2006), formy stożkopodobne (Kalińska, Wyszomierski 2010). Zmiana nazwy formy zwykle oznacza także wskazanie innego procesu odpowiedzialnego za jej powstanie. W artykule przedstawiono poglądy na genezę tej powierzchni (autorów, którzy prowadzili badania szczegółowe w analizowanej strefie) i podjęto próbę wskazania przyczyn takiego zróżnicowania.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Zagospodarowania Środowiska i Polityki Przestrzennej, ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź



Rys. 1. Zasięg „strefy wielkich stożków napływowych” na Równinie Łowicko-Błońskiej (wg Różyckiego 1972)

1 – moreny czołowe stadiału warszawskiego; 2 – wysoczyzna morenowa wyższa; 3 – wysoczyzna morenowa niższa; 4 – strefa stożków; 5 – dna dolin i obniżeń

Extent of the „huge alluvial fans zone” on the Łowicz-Błonie Plane (after Różycki 1972)

1 – end-morains of the Warta stage; 2 – upper morainic plain; 3 – low morainic plain; 4 – fans zone; 5 – valleys and depressions bottoms

POGLĄDY NA GENEZĘ POWIERZCHNI W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI RÓWNIANY ŁOWICKO-BŁOŃSKIEJ

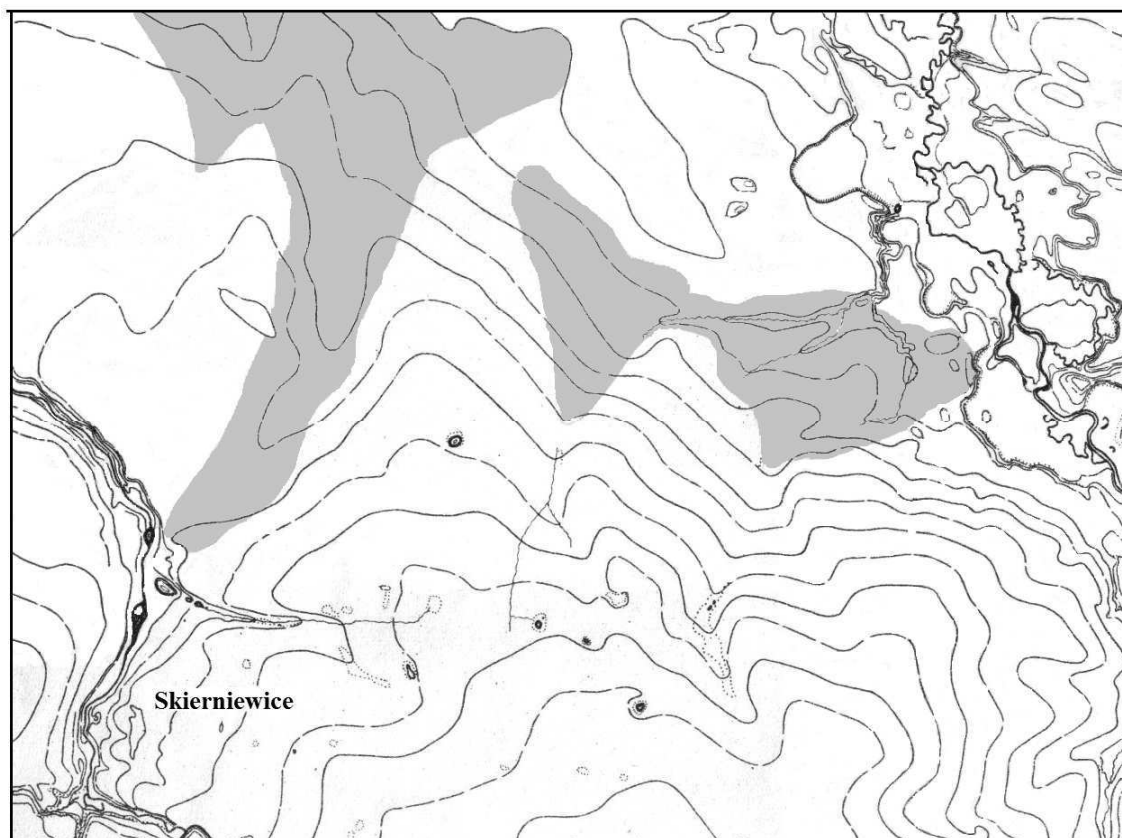
Poglądy dotyczące procesów geomorfologicznych odpowiedzialnych za powstanie analizowanej powierzchni w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej, a sformułowane w czasie 100 lat, można podzielić na cztery grupy.

Stożki napływowe jako efekt akumulacji w miejscu zmniejszenia spadku dolin

W geomorfologii, stożki napływowe definiowane są jako formy powierzchni terenu powstałe na skutek akumulacji osadów niesionych przez rzekę w miejscu zmniejszenia spadku koryta i prędkości płynącej wody oraz u wylotu doliny bocznej (Migoń 2006). W podobny sposób tłumaczona była geneza strefy stożków napływowych w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej w starszych pracach. Wunderlich (1917) i Samsonowicz (1927) powstanie stożków łączyli z akumulacyjną działalnością rzek wpadających do zastoiska warszawskiego. Mizerja (1947) uważał, że stożki były sypane

przez rzeki (Piszę, Okrzeszę, Rawkę) i połączyły się tworząc szeroką strefę u podnóża wysoczyzn.

Także Balińska-Wuttke (1958, 1960) powstanie stożków łączyła zawsze z wylotem rzek na północne przedpole wysoczyzn. Wskazała ona szereg form różnej wielkości. Pojedyncze stożki napływowe lokalizowała u wylotu bocznych dolin rzecznych lub dolin funkcjonujących tylko okresowo, głównie na zachód od doliny Rawki (rys. 2). Natomiast u wylotu nieco większych rzek na wschód od Rawki wyznaczała powierzchnie wielkich stożków. Wskazała ona długi okres formułowania form, od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego u wylotu obecnie suchych dolin, a funkcjonujących w czasie deglacjacji, poprzez akumulację w interglacjale eemskim, aż do końca zlodowacenia północnopolskiego. Pogląd Balińskiej-Wuttke (1960) dotyczący wistuliankiego wieku niektórych stożków rozwinęli Karaszewski (1972) i Krupiński (1978, 1996), ponieważ w podłożu piasków potwierdzili występowanie eemskich osadów organicznych.



Rys. 2. Zasięg stożków napływowych (szary kolor) w okolicach Skierniewic
(na podst. Balińskiej-Wuttke 1960)

Alluvial fans extent (gray color) near Skierniewice (based on Balińska-Wuttke 1960)

Stoki opływowe jako efekt intensywnego zmywu powierzchniowego

Inny pogląd przedstawia Różycki (1972), według którego stożki występują na zboczach wysoczyzn o orientacji północnej, ale oddalonych od dolin rzecznych (rys. 1). Powstały one w wyniku intensywnego zmywu powierzchniowego, który przemieszczał znaczne masy osadów piaszczystych na niewielkie odległości. Spłukiwane osady nie dostały się jednak do rzek, lecz pozostały na stokach lub u ich podnóża, tworząc tzw. „falbany opływowe” lub „stoki opływowe”. Proces taki miał zachodzić w vistulianie, głównie w fazie leszczyńskiej. Pogląd taki można odnaleźć głównie w pracach przeglądowych, dlatego brak jest dokładniej omówionych metod badawczych.

Zgodnie z literaturą podstawową (Migoń 2006) zmyw powierzchniowy jest efektem spływu warstwowego, który powoduje w miarę równomierne zdzieranie materiału ze stoku, a w dolnej jego części zachodzi akumulacja w szerokiej stre-

fie. Powstały w ten sposób materiał piaszczysto-pylasty określany jest jako deluwialny. W przypadku założenia takiej genezy ważne jest niezbyt duże nachylenie powierzchni, coraz słabsza przepuszczalność gruntu i spływ śródpokrywowy. Coraz mniejsze nachylenie stoku i obecność gliny zwałowej w podłożu mogły sprzyjać takim procesom.

Powierzchnia akumulacyjna w środowisku fluwioglacjalnym i fluwioperyglacjalnym

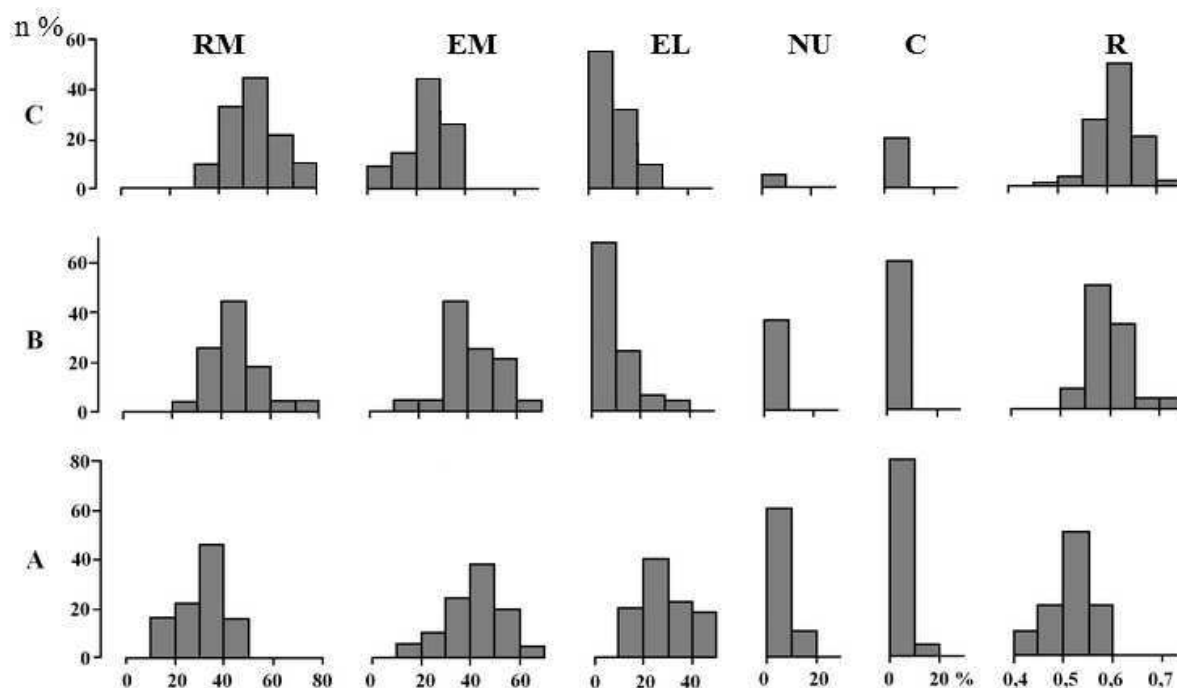
Badania w obrębie Równiny Łowicko-Błońskiej prowadził także Brzeziński (1991a, b, 1998) w związku z opracowaniem dwóch arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Jego zdaniem geneza powierzchni znaczonej w starszych pracach jako wielkie stożki napływowe związana jest z procesami w środowisku fluwioglacjalnym w schyłkowym okresie stadiału warty oraz wkry. Na arkuszu Bolimów, u podnóża wysoczyzny morenowej falistej występują dwa poziomy teras

chemowych (wyższe i niższe), a nieco dalej na północ równina akumulacji wodnolodowcowej. Obie formy zbudowane są z piasków i żwirów, a w ich podłożu występuje glina zwałowa. Miąższość osadów fluwiogłacialnych w obrębie teras kemowych sięga do 7 m, a na równinie akumulacji wodnolodowcowej glina zalega na głębokości od 1,5 do 5 m. Osady te powstały w czasie deglacjacji Równiny Łowicko-Błońskiej. W obrębie teras kemowych występują niecki wytopiskowe i drobne zagłębienia o różnej genezie. Na osadach wodnolodowcowych rozwinęły się powierzchnie piasków przewianych i wydmy. Na arkuszu Łowicz, terasy kemowe zajmują nieco mniejszą powierzchnię, natomiast większy udział mają terasy nadzalewowe akumulacyjno-erozyjne związane ze stadią wkrzy, a nadbudowane wydmy. Cały obszar przecinają doliny rzeczne.

Powierzchnia poligenetyczna

W „strefie wielkich stożków napływowych”, na zachód od doliny Rawki, badania geomorfologiczne prowadzili także Klajnert i Kobojek

(2003). Analizy laboratoryjne pobranych próbek osadów (granulometryczne, morfoskopowe powierzchni ziaren kwarcu metodą Callieux w modyfikacji Goździka 1980, zawartość skaleni) oraz pomiary biegów i upadów lamin pozwoliły wydzielić trzy typy utworów (rys. 3, 4). Stwierdzili oni, że zręby powierzchni powstały w czasie zaniku lodowca warciańskiego, w wyniku akumulacji osadów fluwiogłacialnych. Miąższość tych osadów maleje od południa ku północy (rys. 5). Vistuliańskie osady stokowe występują jedynie w bardzo wąskich strefach powierzchni silnie nachylonych, np. krawędzi dolin rzecznych. U wylotu suchych dolin i dolin denudacyjnych rozwinęły się stożki napływowe zbudowane z piasków akumulowanych w środowisku okresowo płynącej wody w vistulianie, tzw. fluwioperyglacialnych. Są one szczególnie typowe dla terenów zbudowanych z utworów gliniastych, czyli dla niektórych odcinków stoków doliny Rawki i Wzniesień Łódzkich. Obecność zmarzliny sprzyjała procesom splukiwania, spelzwywania i soliflukcji (Kobojek 2006). Wszystkie te osady przykryte są piaskami eolicznymi o malejącej miąższości z północy na

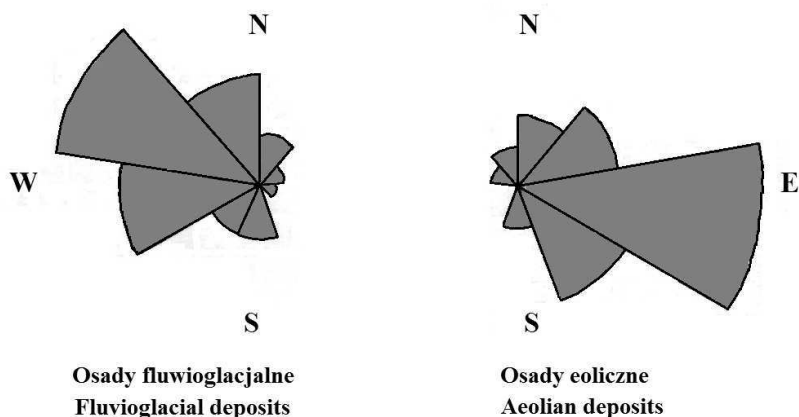


Rys. 3. Zmienność procentowej zawartości typów ziaren kwarcowych i stopień ich obróbki (R) w osadach „strefy stożków” w sąsiedztwie doliny Rawki

A – osady fluwiogłacialne, B – osady fluwioperyglacialne, C – osady eoliczne, n – procent próbek

Variations in percentage of quartz grain types content and the abrasion index (R) in „fans zone” deposits near the Rawka river valley

A – fluvioglacial deposits, B – fluvioperyglacial deposits, C – aeolian deposits, n – percentage of samples



Rys. 4. Kierunki upadów warstw w osadach piaszczystych w sąsiedztwie doliny Rawki

Directions of dip layers in sandy deposits near the Rawka river valley



Rys. 5. Schemat budowy geologicznej południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej w sąsiedztwie doliny Rawki

1 – glina zwałowa; 2 – osady fluwioglacjalne; 3 – osady fluwioperyglaclalne; 4 – osady eoliczne

Geological structure of the southern part of the Łowicz-Błonie Plain near the Rawka river valley

1 – till; 2 – fluvioglacial deposits; 3 – fluvioperiglacial deposits; 4 – aeolian deposits

południe, od 1,9 do 0,5 m. Jest to tendencja odwrotna niż miąższość osadów fluwioglacjalnych. W wielu miejscach ukształtowane zostały wydmy. Ciekawie ułożyły się kierunki upadów lamin w osadach fluwioglacjalnych i eolicznych (rys. 4). W osadach fluwioglacjalnych przeważa kierunek upadu lamin ku NW, czyli w tym kierunku spływały wody z topniejących mas lodu. Z kolei w serii stropowej, eolicznej, dominuje kierunek SE, wskazujący na kierunek wiatru. Dlatego autorzy wskazali na poligenetyczny charakter powierzchni położonej w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej i stwierdzili, że nie ma podstaw do wyznaczania szerokiej

strefy stożków napływowych (Kobojek 2000; Klajnert, Kobojek 2003).

Formy stożkopodobne efektem procesów eolicznych

Kalińska (2008) prowadziła badania morfologiczne między Jaktorowem i Żyrardowem, czyli w strefie o największej szerokości sięgającej 12 km. Uznała ona, że w obrębie tej powierzchni nie można wydzielić pojedynczego stożka, dlatego sama używa określenia „strefa form stożkopodobnych”. Formy, które analizowała zbudowane są z piasków drobnoziarnistych

i średnioziarnistych o miąższości do 2,5 m, podścielone najczęściej gliną piaszczystą. Na podstawie analiz granulometrycznych, obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcowych metodą Cailleux w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) oraz minerałów lekkich i ciężkich frakcji piaszczystej stwierdziła, że geneza dyskutowanych form związana jest ze środowiskiem eolicznym (Kalińska 2008).

Jest to pokrywa eoliczna kształtowana w warunkach peryglacialnych, a na jej powierzchni rozwinęły się wydmy. Za taką genezę przemawia ogromny udział ziaren EM/RM sięgający ponad 90 %, często 100 %. W płytkich rzekach, rozcinających formy stożkopodobne przeważa materiał pochodzący z tych wydym, a wpływ środowiska fluwialnego zaznacza się w niewielkim stopniu.

PRZYCZYNY ZRÓŻNICOWANIA POGLĄDÓW NA GENEZĘ POWIERZCHNI

Różnice w poglądach na genezę „strefy stożków napływowych” wynikały z różnego wyznaczenia obszarów badań w szerokiej strefie (w miejscach załamania spadków rzek, przy ujściach suchych dolin, w obszarach międzydolinnych), zastosowanych metod badawczych (od analizy morfologicznej form, poprzez analizy granulometryczne, makroskopowe badania osadów, po analizy pod mikroskopem skaningowym) oraz dominujących teorii naukowych.

Teoria o pasowości rzeźby w Polsce

Od początku XX w. w pracach dotyczących środkowej Polski wskazywana była pasowość stref morfologicznych przebiegających prawie równoleżnikowo. Woldstedt (za Zaborowskim 1927) na początku XX w. wyróżnił genetyczne zespoły krajobrazowe obszarów położonych między Pilicą i Bzurą. Na północ od Rawy Mazowieckiej wyróżnił on „wyżynę dyluwialną”, która łączy się w okolicach Skierniewic z „wyżyną porozcinaną rynnami”. Lenciewicz (1927) dołączył „krawędzie wyżyn dyluwialnych”, a wśród nich północną krawędź obecnie wyróżnianej Wysoczyzny Rawskiej. Krawędź ta podkreślała obecność płaskiej powierzchni poziomu skierniewickiego na północ od „wyżyny rawskiej”. Obecność w sąsiedztwie dwóch poziomów na różnych wysokościach skłaniała do wyróżnienia formy pośredniej czyli strefy stożków.

Zachowaniu strefowości rzeźby badanego regionu sprzyjała także idea peryglacialna sformułowana przez Dylika (1953). Nakładanie się kolejnych stref reżimu peryglacialnego na różnowiekowe formy polodowcowe znalazło swój wyraz w strefowym układzie rzeźby na Niżu Polskim. Ponieważ rozważania nad dziedzina peryglacialną rozpoczęto w Łodzi, dlatego w środkowej Polsce podstrefy peryglacialne

z denudacją zostały najdokładniej wydzielone (Dylik, Jurkiewiczowa 1950). Stoki Wzniesień Łódzkich o większym nachyleniu doskonale nadawały się do prowadzenia badań peryglacialnych, próbowano nawet wskazywać terasy krioplanacyjne.

Różne zasięgi powierzchniowe badań terenowych

Powierzchnia wyróżnionej na początku XX w. strefy wielkich stożków napływowych, morfologicznie jest monotonna. Formy w jej obrębie nie są zbyt wyraźne. Żaden z badaczy nie analizował szczegółowo budowy geologicznej całej powierzchni na długości około 100 km. Różny zasięg obszarów badań miał wpływ na otrzymywane wyniki. Analiza małych powierzchni umożliwiała określenie jednego procesu geomorfologicznego odpowiedzialnego za powstanie formy (Balińska-Wuttke 1958, 1960). Z kolei badania prowadzone na większych powierzchniach wskazywały na kilka różnych środowisk akumulacji osadów (Brzeziński 1998; Klajnert, Kobjek 2003).

Jedni badacze analizowali obszary położone w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej w bezpośrednim sąsiedztwie stoku Wysoczyzny Rawskiej, a inni w części północnej daleko od stoków. Dlatego w jednych wnioskach dominują procesy stokowe, a w innych procesy eoliczne. Analiza osadów u wylotu suchych dolin i wąwozów potwierdza pogląd o obecności fluwioperyglacialnych stożków napływowych. Są to jednak formy małe i „nikną” na mapach w dużej skali. Stożki napływowe u wylotu suchych dolin i niecek denudacyjnych są dosyć powszechne w zachodniej części nizinnej Polski, ale nie są znaczone szerokie strefy stożków na mapach przeglądowych, np. w Wielkopolsce (Nowaczyk 1991).

Badania dla potrzeb Szczegółowej mapy geologicznej Polski

Obszar „wielkich stożków napływowych” objęty został badaniami dla potrzeb Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Można przypuszczać, że wnioski dotyczące morfologii i genezy tej strefy powinny być podobne, ponieważ przy tworzeniu map obowiązują dokładnie opisane procedury i zasady. Tak jednak nie jest, a autorzy sąsiednich arkuszy doszli do innych wniosków. Na arkuszach Skierniewice (Balińska-Wuttke 1958) i Żyrardów (Szalewicz 1994) stożki zostały zaznaczone, a na arkuszach Łowicz (Brzeziński 1991a, b), Łyszkowice (Nowacki 1993) i Bolimów (Brzeziński 1998) już ich nie ma. Wyniki badań wskazały obecność teras fuwio-glacialnych i fuwialnych.

Dla potrzeb mapy wykonane zostały zdjęcia geologiczne wraz z obowiązującą dokumentacją, badania geoelektryczne, wiercenia geologiczne oraz specjalistyczne badania laboratoryjne przewidziane w projektach. Na najstarszym arkuszu Skierniewice wykonano 2,7 punktu obserwacji na 1 km² (wiercenia i odsłonięcia), na arkuszu Żyrardów średnio 5,4, na arkuszu Łowicz 6,1, a Bolimów 5. W przypadku badań osadów w powierzchniowej strefie o głębokości najczęściej do 1,5–3 m, szczególnie przydatne są odsłonięcia, sondy ręczne i specjalistyczne badania laboratoryjne. Brak odsłonięć naturalnych i gospodarczych bardzo utrudnia analizę sedymentologiczną.

Szczegółowe analizy osadów

Do wskazania środowiska akumulacji powierzchniowych osadów bardzo przydatne okazały się szczegółowe analizy osadów. Ważna jest średnica ziaren, stopień ich segregacji, obtoczenie i charakter powierzchni ziaren kwarcowych oraz zawartość różnych minerałów. We wszystkich pracach podkreślano dominację w obrębie analizowanej strefy piasków średnioziarnistych, z nieznacznym tylko udziałem żwirów (Balińska-Wuttke 1960; Różycki 1972; Brzeziński 1998; Koboжек 2000; Klajnert, Koboжек 2003; Kalińska 2008). Szczególnie pomocna okazała się analiza kształtu ziaren kwarcu frakcji piaszczystej i charakter morfologiczny ich powierzchni. Okrągły kształt ziarna i matowa powierzchnia (ziarna RM) świadczą o przebywaniu w środowisku eolicznym (Goździk

1980; Goździk, Mycielska-Dowgiałło 1982).

Klajnert i Koboжек (2003) przeprowadzili takie analizy dla osadów z trzech serii występujących w obrębie „strefy wielkich stożków napływowych” w sąsiedztwie doliny Rawki. W osadach glacialnych dominują ziarna zaokrąglone błyszczące typu EL (20–40 %), a RM stanowią najczęściej około 10–20 %. W osadach akumulowanych w okresowych dolinach rzecznych funkcjonujących w plenivistulianie ziarna RM stanowią 40–60 %, a ziarna zaokrąglone błyszczące do 10 %. W serii piasków pokrywowych i wydmowych ziarna RM osiągają 50–80 %. Wzrost obróbki ziaren od glacialnych poprzez vistuliańskie fluwialne do eolicznych obrazuje wzrost wartości wskaźnika obtoczenia R występującego w największej liczbie próbek od 0,5–0,55 (osady glacialne), poprzez 0,55–0,6 (osady fluwialne) do 0,6–0,65 osady eoliczne (rys. 3). Wartości te świadczą o dużym udziale ziaren eolizowanych wśród osadów akumulowanych w vistulianie w środowisku peryglacialnym, zarówno fluwialnym jak i eolicznym.

Badania eolizacji ziaren osadów w obrębie strefy stożków w okolicach Żyrardowa przeprowadziła Kalińska (2008). Według jej badań, w osadach do 2 m miąższości powszechnie występują próbki o 100 % zawartości ziaren eolicznych. Są to wartości wyższe niż wykazali Klajnert i Koboжек (2003). Różnice wynikają z zastosowanej metody badań. Klajnert i Koboжек (2003) stosowali metodę Callieux w modyfikacji Goździka (1980) dla frakcji 0,8–1,0 mm. Zgodnie z tą metodą wyróżniano pięć grup ziaren (RM, EM, EL, NU, C), a ziarna okrągłe matowe RM uznawane są za te akumulowane w środowisku eolicznym. Ziarna przejściowe EM nie zalicza on do eolicznych. Z kolei Kalińska (2008) wykorzystała metodę Cailleux, ale w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) dla ziaren o średnicy 0,5–1,0 mm. Zgodnie z tą metodą wyróżniano 7 typów ziaren kwarcowych (RM, EM/RM, EM/EL, EL, NU, C). Za ziarna kształtowane w środowisku eolicznym uznawane są ziarna RM i przejściowe EM/RM, czyli także z niewielkim retuszem, widocznym tylko na najbardziej wypukłych fragmentach ziarna.

W osadach „strefy stożków napływowych” oznaczono także zawartość skałeni. Skałeni jest minerałem o małej odporności na abrazję mechaniczną i z czasem ulega zubożeniu. Zawartość skałeni maleje od osadów glacialnych, średnia wartość wynosi 9,8 %, poprzez 6,6 % w osadach

dach fluwialnych vistulianu, po 4,2 % w osadach eolicznych (Klajnert, Kobojek 2003). Bardzo niska zawartość skaleń w osadach wydmych Polski środkowej jest rezultatem skumulowania wpływu procesów wietrzenia chemicznego i abrazji eolicznej. W okolicach Żyrardowa w spągu serii osadów piaszczystych skalenie stanowią 2–10 % próbki (Kalińska 2008). Z kolei zawartość granatów, czyli minerałów odpornych na abrazję mechaniczną, rośnie ku stropowi serii piaszczystej.

Do odtworzenia warunków akumulacji osadów ważne są struktury sedymentacyjne. Brak odsłonień utrudnia analizy warstwowania, dlatego w kilku miejscach wykonano specjalnie wykopy. Z badań biegu i upadu warstw wynika zmiana ich dominującego kierunku (Kobojek 2000). W spągu osadów dominuje NNW i NW kierunek upadów, a w stropowych przeważa kierunek E i SE (rys. 4).

Zestawiając dane dotyczące średnicy ziaren osadów, stopnia ich eolizacji, zawartości skaleń i granatów oraz kierunków upadów warstw można sądzić, że w spągu zalegają osady fluwioglacjalne, miejscami fluwioperyglacjalne akumulowane w środowisku płynącej wody generalnie na N i NNW, a w stropie osady transportowane na E i ESE w środowisku eolicznym. Z analiz osadów wynika coraz większy udział ku stropowi ziaren eolizowanych. Jest to sytuacja dość powszechna. Wszędzie tam, gdzie w podłożu zalegały warstwy piasków, w vistulianie i częściowo holocenie działalność eoliczna była ważnym procesem geomorfologicznym, np. na polach sandrowych, na stożkach napływowych (Nowaczyk 1991, 2006; Pełka 1992; Ratajczak 2006). Różnorodne osady fluwioglacjalne i fluwialne były źródłem materiału dla działalności eolicznej.

PODSUMOWANIE

Zebrany materiał ukazuje wkład kolejnych osób w poznanie budowy geologicznej i procesów odpowiedzialnych za ukształtowanie form w obrębie tzw. strefy wielkich stożków napływowych. Odmienne wyniki badań dotyczące rodzaju formy i środowiska powstania wynikały z lokalizacji obszaru badań szczegółowych w obrębie rozległej strefy wyznaczonej na początku XX w. i zastosowanych metod badawczych.

Z morfologicznego punktu widzenia obszar w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej, określany na starszych mapach jako „strefa wielkich stożków napływowych”, obejmuje różne formy: wysoczyznę morenową zbudowaną z gliny zwałowej, stożki fluwioglacjalne zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych i mułkowych, stożki napływowe u wylotu suchych dolin i dolin erozyjno-denudacyjnych, terasy nadzalewowe, pokrywy eoliczne i wydmy. Dlatego nie ma podstaw do nazywania tego obszaru „strefą wielkich stożków napływowych”, ponieważ to określenie stanowczo zawęża różnorodność form występujących w jej obrębie. Ta nieznacznie nachylona powierzchnia ma długi czas kształtowania w różnych warunkach środowiskowych.

Z laboratoryjnych analiz osadów budujących rozległą powierzchnię wynika wzrastający ku stropowi udział ziaren eolizowanych. W środkowej Polsce, powierzchnie zróżnicowa-

ne genetycznie powszechnie przykryte są serią piasków pokrywowych o miąższości od 0,1 do 1 m. W wielu miejscach dodatkowo występują wydmy. Podobnie jest w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej. Od początku badań w tej strefieznaczono występowanie wydmy głównie parabolicznych, czyli wskazywano na duży udział procesów eolicznych (Mizerja 1947; Balińska-Wuttke 1960; Różycki 1972; Szalewicz 1994; Brzeziński 1991b, 1998). Dopiero analiza powierzchni ziaren kwarcowych pozwoliła określić duży stopień ich eolizacji (Goździk 1991; Kobojek 2000; Klajnert, Kobojek 2003; Kalińska 2008). Kalińska (2008) proces eoliczny uznała wręcz za najważniejszy w powstaniu form tej powierzchni. Dyskusyjne jest wnioskowanie o eolicznej genezie osadów wyłącznie na przesłankach teksturalnych, w tym obróbce ziaren kwarcowych (Turkowska 1996). Obecność ziaren o silnej obróbce eolicznej jest charakterystyczna nie tylko dla późnovistuliańskich osadów wydmych, ale także dla górnoplenivistulianich osadów fluwioperyglacjalnych (Goździk 1991). W górnym plenivistulianie w środkowej Polsce miała miejsce bardzo intensywna akumulacja piasków fluwialnych. Bardzo duża zawartość ziaren RM 60–70 % w aluwialach pozwala przypuszczać, że część piasku zanim dotarł do rzek podlegała obróbce podczas trans-

portu eolicznego, głównie saltacji. Struktura aluwii dowodzi, że chociaż dostawa materiału do ich budowy była częściowo eoliczna, to jego depozycja przebiegała w środowisku fluwialnym.

W suchych warunkach późnego vistulianu, wiatry transportowały piasek i tworzyły wydmy. Wielokrotnie podkreślano miejscowe źródło osadów piaszczystych i rolę lokalnego transportu. Równina Łowicko-Błońska obfitowała w piaszki budujące warciańskie powierzchnie fluwioglacjalne, plenivistuliańskie terasy nadzalewowe i vistuliańskie stożki napływowe. To one były porywane i transportowane przez wiatr. Osady z teras vistuliańskich były przewiewane do głębokości 0,7–1,0 m, a ich powierzchnia jest falista lub urozmaicona wyraźnymi wydmami (Turkowska 1996). Na wielkość pól wydmych wpływ miał kierunek dolin. Doliny ułożone równoleżnikowo, płytkie i rozległe sprzyjały działalności eolicznej. Pradolina warszawsko-

berlińska w górnym plenivistulianie i w późnym vistulianie pozostawała pod wpływem strumieni powietrza przenoszących duże ilości piasków z zachodu. Także współcześnie w czasie silnych jesiennych lub zimowych wiatrów transportowane są pyły i piaski.

Wydaje się, że nie można genezy nachylonej powierzchni w południowej części Równiny Łowicko-Błońskiej tłumaczyć tylko ostatnim procesem eolicznym, który przesypywał piaszki wcześniej akumulowane w innych warunkach środowiskowych. Ważne są także procesy, które przyczyniły się powstania nachylonej powierzchni zbudowanej z piasków. W niektórych przypadkach nadal zachodzi akumulacja stożków u wylotu wąwozów wyciętych w glinie, a kształtowanych w czasie większych opadów i wiosennych roztopów. Powszechne są także procesy transportu eolicznego w czasie silnych jesienno-zimowych wiatrów, czemu sprzyja rolnicze użytkowanie gruntu.

LITERATURA

- Balińska-Wuttke K., 1958 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skierniewice. Inst. Geol. Warszawa.
- Balińska-Wuttke K., 1960 – Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. Geogr. IG PAN*, 23: 93 ss.
- Brzeziński M., 1991a – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łowicz. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 31 ss.
- Brzeziński M., 1991b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łowicz. Państw. Wyd. Geol., Warszawa.
- Brzeziński M., 1998 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Bolimów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 41 ss.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4: 109 ss.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1950 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Łódź. Państw. Inst. Geol.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfometrii i granifformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Stud. Region.*, IV(IX): 101-114.
- Goździk J., 1991 – Sedimentological record of aeolian processes from Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Latevistulian in Central Poland. *Zeitsch. Geomorph., N.F. Suppl.*, 90: 51-60.
- Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1982 – Badania wpływu niektórych procesów geologicznych na przekształcenia powierzchni ziarn kwarcowych. *Prz. Geogr.*, 54(3): 219-241.
- Kalińska E., 2008 – Zmienność cech teksturalnych osadów południowego obrzeżenia Równiny Łowicko-Błońskiej między Jaktorowem i Żyrardowem. *Landform Analysis*, 9: 151-154.
- Kalińska E., Wyszomierski M., 2010 – Nowe dane odnośnie genezy i wieku form stożkopodobnych południowej części Niziny Środkomazowieckiej. *Landform Analysis*, 13: 27-31.
- Karaszewski W., 1972 – Interglacja eemska w Skierniewicach i jego znaczenie dla znajomości paleogeografii młodszego plejstocenu. *Kwart. Geol.*, 16(3): 724-730.
- Klajnert Z., Kobojek E., 2003 – The origin and age of huge alluvial fans in the eastern part of the Warsaw-Berlin Pradolina. *Quaest. Geogr.*, 22: 17-21.
- Kobojek E., 2000 – Morfogenez doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 ss.
- Kobojek E., 2006 – Rola plejstocennych procesów glacialnych i peryglacialnych w ukształtowaniu rzeźby okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic. *Czas. Geogr.*, 77(4): 270-289.
- Krupiński K.M., 1978 – Historia, dynamika rozwoju i zaniku zbiornika interglacialnego w Żyrardowie. *Biul. Inst. Geol.*, 300: 153-163.

- Krupiński K.M., 1996 – O wieku stożków napływowych Niziny Środkowomazowieckiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 113-119.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2(2): 220 ss.
- Migoń P., 2006 – Geomorfologia. PWN, Warszawa: 461 ss.
- Mizerja W., 1947 – Z geologii okolic Żyrardowa i Błonia. Państwowa Służba Geologiczna, PIG, Biuletyn, 39: 23 ss.
- Mojski J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol., Warszawa; 404 ss.
- Mycielska-Dowgiało E., Woronko B., 1998 – Analiza obrotowania i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 46: 1275-1281.
- Nowacki K., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy Polski 1:50 000, ark. Łyszkowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 27 ss.
- Nowaczyk B., 1991 – Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. UAM, Ser. Geogr., 50: 153-178.
- Nowaczyk B., 2006 – Wydmy i niecki deflacyjne w zachodniej części Pradoliny Głogowsko-Baruckiej. W: R. Dulias, J. Pełka-Gościński, O. Rahmonov (red.), *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*. WNoZ, UŚ, Sosnowiec: 142-150.
- Pełka J., 1992 – Rola wiatru w kształtowaniu cech osadów piaszczystych w Kotlinie Biskupiego Boru. W: T. Szczypek (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. WNoZ UŚ, SGO, Sosnowiec: 129-140.
- Ratajczak M., 2006 – Morfologia, cechy strukturalne i teksturalne eolicznych piasków pokrywowych koło Nowej Wsi (Wysoczyzna Lubuska). W: B. Nowaczyk (red.), *Morfologiczne i sedymentologiczne skutki działalności wiatru*. SGP, Poznań: 71-84.
- Różycki S.Z., 1972 – Nizina Mazowiecka. W: R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. Niż Polski. PWN, Warszawa: 271-317.
- Samsonowicz J., 1927 – Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. *Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy*. Komisja Fizjograficzna PAU: 178 ss.
- Starkel L. (red.), 1980 – Geomorfologiczna przeglądowa mapa Polski 1:500 000.
- Szalewicz H., 1994 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żyrardów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 34 ss.
- Turkowska K., 1996 – Przykłady dolin poligenicznych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 243-258.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Wunderlich E., 1917 – *Oberflächengestaltung Polens*. Handbuch von Polen. Berlin: 466 ss.
- Zaborowski B., 1927 – Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, 7: 1-52.

EVOLUTION OF THE OPINIONS ON THE GENESIS OF "THE HUGE ALLUVIAL FANS" ON THE ŁOWICZ-BŁONIE PLAIN

SUMMARY

Abstract: „The huge alluvial fans zone” was recognised in the southern and middle part of the Łowicz-Błonie Plain about one hundred years ago. The fan zone is describe as a 5 to 12 km wide strip lying northwards. This article presents different opinions on the genesis of this area and indicates causes of this diversity.

Key words: alluvial fans, relief polygenesis, Central Poland, Łowicz-Błonie Plain

„The huge alluvial fans zone” was recognised in the southern and middle part of the Łowicz-Błonie Plain about one hundred years ago. A review of the literature has revealed that limits of the zone are marked variably and there are many views on its age and genesis. The fan zone is describe as a 5 to 12 km wide strip lying northwards from the upper morainic plain, which slopes gently from 130–124 m a.s.l. in the south

to 100 m a.s.l. in the north. The origin of the fans is usually explained with reference to accumulation by rivers flowing from interfluvies lying higher to the lower lying foreland. Wunderlich (1917) and Samsonowicz (1927) related the origin of these landforms with accumulation by rivers flowing into the so called Warsaw ice-dammed lake. Mizerja (1947) proposed that the fans were deposited by rivers and the coalescing

of many fans created a wide zone at the foot of the interfluves. Also Balińska-Wuttke (1960) associated the development of the fans with mouths of rivers in the northern foreland of interfluves. Różycki (1972) presented another view according to which fans occur not on north-facing slopes of the interfluves but on their portions situated in some distance from the river valleys. The fans resulted from intense overland flow that carried large amounts of sandy deposits over short distances. Slopewash deposits were not transported to rivers but remained on the slopes or at their feet, which is represented by contour lines taking forms of garlands. Brzeziński (1991a, b, 1998) presented outwash plains, kame terraces, valley terraces and dunes in place of the fan's zone. In Klajnert and Ko-

bojek (2003) opinion “a zone of alluvial fans” is a polygenetic surface. Its fundamental elements were formed during the Warta stage ice sheet recession at the edge zone of the Rawa Interfluve as a result of accumulation of silt, sand and gravel. Vistulian slope deposits are found only in very narrow zones of valley edges. The surface of the fluvioglacial level is usually overlain with Late Vistulian coversands. Kalińska (2008) indicated only aeolian sedimentary environment.

Diversity of opinions on the genesis of the landforms within “the huge alluvial fans zone” are a consequence of the different location and extent research areas, methods and predominant research theory.

RZEŻBA PALIMPSESTOWA W KRAJOBRAZIE POŁODOWCOWYM NA PRZYKŁADZIE WZGÓRZA MORENOWEGO IZBICY KUJAWSKIEJ

ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiono budowę i morfogenezę wału morenowego Izbicy Kujawskiej, jak dotychczas najlepiej poznanego przykładu rzeźby palimpsestowej Kujaw, popartego badaniami lito- i kinetostratygraficznymi oraz analizą rzeźby i paleorzeźby obszaru. Ten typ rzeźby glacialnej (*palimpsest glacial relief*), w części przechowujących elementy starsze, powstałe podczas poprzedniego nasunięcia lądolodu, jest bardziej powszechny niż dotychczas przypuszczano!

Słowa kluczowe: analiza litofacyjna, analiza mezostrukturalna, datowania luminescencyjne, relikty rzeźby lodowcowej, zlodowacenie wisły, Pojezierze Kujawskie

WSTĘP

Pojęcie „palimpsest” pochodzi od starożytnego *palimpseston* (παλίμψηστον). Znaczenie tego słowa tłumaczy się jako *palim* – „ponownie” i *psao* – „ścieram”, zaś podstawowe jego zastosowanie dotyczy rękopisów spisanych ponownie na już wcześniej używanym podłożu, z którego usunięto poprzedni tekst. W takim kontekście, praktyki powtórnego wykorzystania materiału piśmiennego, „palimpsest” po raz pierwszy pojawia się już w starożytności, w rękopisach Cyserona (por. Komaniecki 1989).

W geomorfologii glacialnej termin rzeźba palimpsestowa (*palimpsest glacial relief*) wprowadzony został przez Klemana (1992) i dotyczy wypukłych form glacialnych, w części przechowujących starsze, przetrwałe elementy o tej samej genezie, powstałe podczas poprzedniego nasunięcia lądolodu.

Sugestie o złożoności form lodowcowych w rejonie Izbicy Kujawskiej, a ściślej moren czołowych, rozumianych jako łączny efekt kolejnych nasunięć lądolodów, znajdujemy w pracach Mańkowskiej (1981), Roman (2007, 2010), Molewskiego (2007). Ostatni z wymienionych autorów po raz pierwszy wprowadził za Klemanem (1992) termin rzeźba palimpsestowa do literatury geomorfologicznej Polski. Podobny typ rzeźby najprawdopodobniej przedstawiają położone na północ od Izbicy pasma moren radziejowskiej strefy marginalnej (Molewski 1999), a także moreny łabiszyńskie (Mojski 2005;

Weckwerth 2007) związane z subfazą chodziejską (Kozarski 1986).

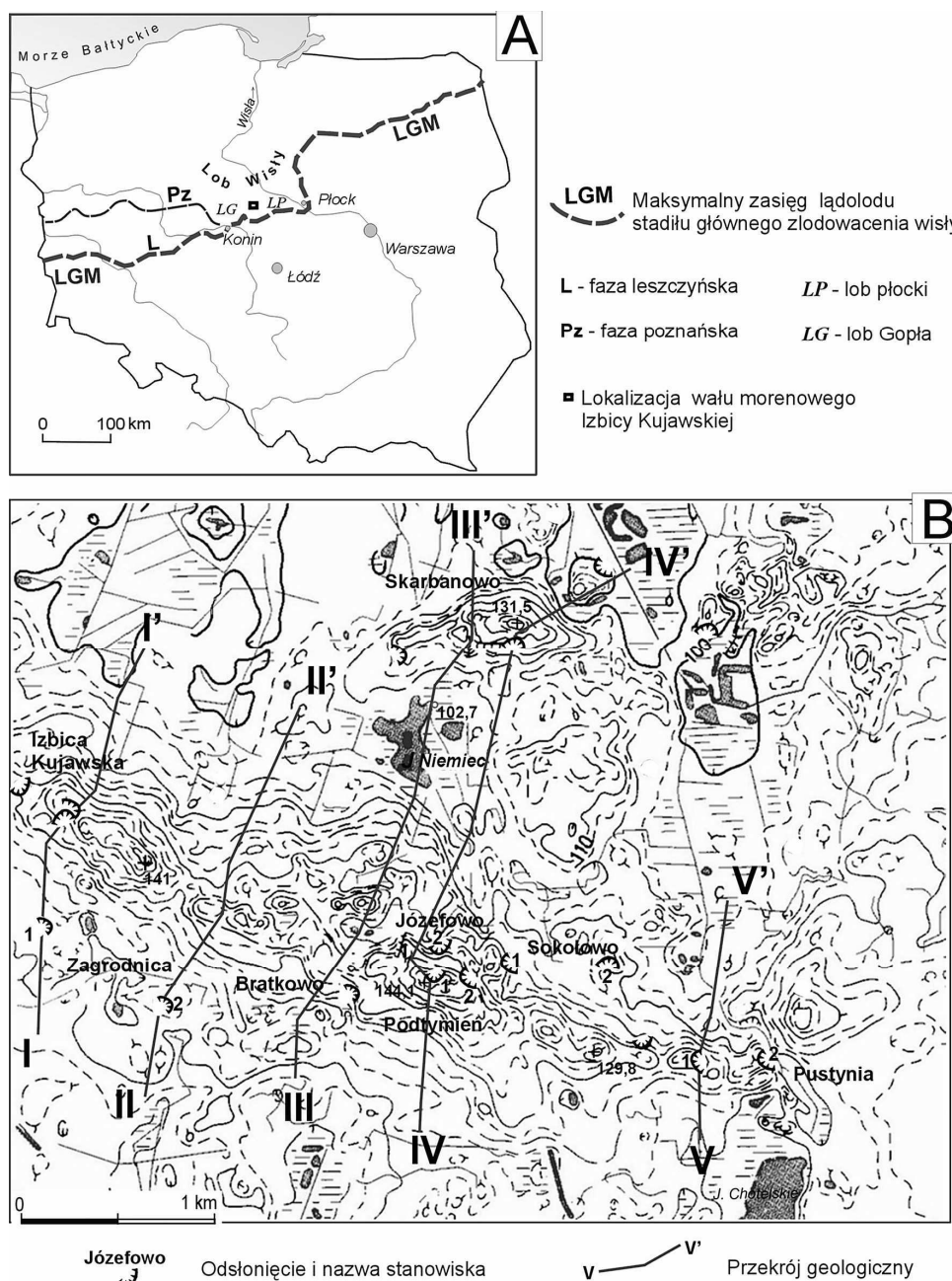
Na obszarze Kujaw, w obrębie stref marginalnych łobu płockiego (rys. 1) autorka przeprowadziła w ostatniej dekadzie kompleksowe badania geologiczne i geomorfologiczne (Roman 2003, 2007, 2010, 2012a, b). Szczegółowej analizie poddano formy glacialne maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (LGM) oraz położone na jego zapleczu pasma pagórkowatej wysoczyzny: Czamanin – Otmianowo – Paruszewice (preLGM-1) i Izbica Kujawska – Pagórki Chodeckie – Szewo – Korzeń Królewski (preLGM-2). Ponadto prześledzono orientację lineamentów polodowcowych na bazie numerycznego modelu terenu DTED2, a także odtworzono ukształtowanie i litologię podłoża ostatniego lądolodu (Roman 2010).

Wzgórze Izbicy Kujawskiej klasyfikowane było jako morena spiętrzona (Mrózek 1969; Pasierbski 1984), którą włączano w pasmo pagórkowatej rzeźby Izbica Kujawska – Pagórki Chodeckie – Szewo, uważane za efekt postoju lądolodu zlodowacenia wisły podczas recesyjnej fazy poznańskiej (m.in. Galon 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968; Nie-wiarowski 1983; Pasierbski 1984). Inny pogląd odnośnie genezy formy prezentowała Mańkowska (1981; Ciuk, Mańkowska 1981) uznając wzgórze izbickie za glacictoniczny wał, zbudowany z glin zlodowaceń śród-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

kowopolskich, utworzony podczas stadiału warty zlodowceń środkowopolskich. Z kolei Roman (2007, 2010) na podstawie szczegółowych badań geologicznych i datowań luminescencyjnych (OSL) osadów określiła, iż jedynie cokol stanowiący centralną część formy, o zaburzonej glaci-tektonicznie strukturze, ma założenia starsze, tzn. sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu, natomiast charakterystyczną postać wału forma uzyskała podczas transgresji i zaniku lądolodu zlodowacenia wisły. Rozpatrywana forma przechowuje zatem elementy starsze, przetrwałe, a następnie włączone w młodsze formy polodowcowe.

Niniejszy artykuł przedstawia budowę i morfogenezę wzgórza Izbicy Kujawskiej, jak dotychczas najlepiej poznanego przykładu rzeźby palimpsestowej Kujaw, popartego badaniami lito- i kinetostratygraficznymi oraz analizą rzeźby i paleorzeźby obszaru (por. Roman 2010). Szczegółowe dane dotyczące powierzchniowej budowy geologicznej i rzeźby analizowanej formy znajdują się w tomie „Acta Geographica Łodziensia” nr 96 oraz w przewodniku konferencji „Czynniki różnicowania rzeźby Niziny Polskiej”, która odbyła się w Uniejowie w czerwcu bieżącego roku (Roman 2010, 2012b).



Rys. 1. Lokalizacja (A) i rzeźba wzgórza morenowego w Izbicy Kujawskiej (B)

Location (A) and topography (B) of the Izbica Kujawska moraine ridge

RZEŻBA I BUDOWA GEOLOGICZNA

W krajobrazie Pojezierza Kujawskiego dominuje izolowane wzgórze Izbicy Kujawskiej osiągnące wysokość 144,1 m n.p.m. i wznoszące się 25–40 m ponad powierzchnię wysoczyzny polodowcowej. Położone jest około 11 km na północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Wzgórze ma formę wału o długości około 5,5 km i szerokości wahającej się od 1,3 km w centralnej, najwyższej części, do 0,25 km na krańcach (rys. 1). Oś formy ma rozciągłość WNW–ESE i jest łukowato wygięta wypukłością ku południowi. Na północnym zapleczu wału, na wysokości 102,5–115 m n.p.m., rozciąga się rozległe obniżenie o charakterze niecki końcowej (por. Molewski 2007) zbudowane z gliny morenowej, urozmaicone pagórami kemów, z których najwyższy w rejonie Skarbanowa osiąga 131,5 m n.p.m. Znaczna wysokość kemów jak i ich linijny, nawiązujący do przebiegu osi wału układ sugerują, iż wnętrze tych form może mieć bardziej skomplikowaną budowę od obserwowanej w odsłonięciach do głębokości kilku metrów, a same formy daleko bardziej złożoną genezę. Rzeźba południowego otoczenia wału jest słabo zróżnicowana. Występującą tu wysoczyznę (107,5–115 m n.p.m.) urozmaicają jedynie południkowo wydłużone zagłębienia, rozdzielające kopulaste, gliniaste wyniesienia o wysokości kilku metrów. Zwraca uwagę słabe wykształcenie sandrów, jedynie w zachodniej części przedpoła wału rozpościera się niewielki sandr o płaskiej, lekko nachylającej się ku SW powierzchni.

Budowę wzgórza Izbicy Kujawskiej poznano na podstawie 5 poprzecznych profilowań geologicznych opartych na 26 wierceniach mechanicznych (głęb. 5–15 m), 11 głębszych wierceniach archiwalnych oraz 13 odsłonięciach: Augustynowo, Izbica Kujawska, Zagrodnicza 1, 2, Bratkowo, Józefowo 1, 2, Podtymień 1, 2, Sokołowo 1, 2, Pustynia 1, 2 (rys. 1). Ponadto w strefie kulminacji wału wykonano 2 ciągi profilowań georadarowych GPR, poprowadzone poprzecznie do osi formy. W odsłonięciach przeprowadzono badania litofacialne osadów oraz analizę mezostrukturalną deformacji glacitektonicznych. W stanowisku Pustynia-1 zbadano skład petrograficzny najmłodszej gliny lodowcowej oraz wykonano datowania OSL piasków pobranych spod i z nad pokładu gliny.

Wałowe wzgórze Izbicy Kujawskiej wyróżnia się specyficznym i złożonym stylem budowy geologicznej. Wyróżniono tu 2 kompleksy strukturalne: **IzI** i **IzII**, odpowiadające zasadniczym etapom previstuliańskiej i vistuliańskiej akumulacji oraz

deformacji glacygeniczej. Utwory starszego kompleksu (**IzI**) to gliny oraz osady glacyfluwalne budujące trzon centralnej partii wału. W tej części formy, utwory **IzI** są spiętrzone glacitektonicznie, natomiast na krańcach wału leżą w pierwotnej pozycji sedimentacyjnej pod osadami kolejnego kompleksu. Drugi kompleks (**IzII**) obejmuje osady glacygeniczne, które w środkowej, najwyższej części wału izbickiego leżą dyskordantnie na cokole z zaburzonych starszych utworów (rys. 2, przekrój IV–IV'). Poza tą strefą obydwa kompleksy zalegają prawie zgodnie, a rozdziela je powierzchnia erozyjna.

Kompleks strukturalny **IzI**

Osady kompleksu **IzI** znane są przede wszystkim z wierceń i wykształcone jako szara glina lodowcowa oraz piaski i żwiry glacyfluwalne (rys. 2). W stanowisku Podtymień-1, w strefie kulminacji wału, zaburzone glacitektonicznie utwory tego kompleksu odsłaniają się spod niezgodnie leżącej 1,1 m warstwy diamiktonów (rys. 3). Do badań dostępna była stropowa część kompleksu **IzI** o miąższości 2,3 m, reprezentowanego tu przez zaburzone glacitektonicznie żwiry i piaski o warstwowaniu horyzontalnym oraz glinę lodowcową. Warstwy żwirowo-piaszczyste tworzą antyklinę o południowo-wschodniej wergencji z osią o przebiegu SW/WS–NE/ENE. Od północy antyklina jest ścięta płaszczyzną stromiejącego ku górze uskoku (45/70N) i kontaktuje z szarą zwartą gliną lodowcową, najprawdopodobniej nasuniętą na sfałdowane utwory żwirowo-piaszczyste (rys. 4). W strefie uskoku występuje kilkucentymetrowej grubości brekcja. Kierunek kompresji, odczytany z geometrii fałdu, skierowany był wzdłuż osi NW/NNW–SE/SSE. Zasięg wgłębny deformacji w osadach kompleksu **IzI** wynosi co najmniej 13 m. Sądzić tak można na podstawie wierceń i danych georadarowych. W Podtymieniu-1 (rys. 3) w stropie zaburzonych osadów kompleksu **IzI** stwierdzono pseudomorfozę po klinie lodowym.

W środkowej partii wału spiętrzone osady kompleksu **IzI** sięgają wysokości 140 m n.p.m. Ich strop jest ścięty, a wyżej leży cienka pokrywa młodszych osadów glacygenicznych (**IzII**). W pozostałej części wzgórza utwory kompleksu **IzI** nie uległy intensywniejszym deformacjom, a szara, zwała glina lodowcowa tego kompleksu tworzy pokład o dość równomiernej miąższości (rys. 2, 3). Jedynie w centralnej, spiętrzonej glacitektonicznie części wzgórza, jej strop znajduje się

20–30 m powyżej podstawy wału, natomiast w jego wschodnim i zachodnim skrzydle o kilka metrów poniżej otaczającej powierzchni. Można zatem przyjąć, że podczas formowania młodszego kompleksu glaciegenicznego, trzpień obecnego wyniesienia był częścią wzgórza moreny spiętrzonej stanowiącej przeszkodę na drodze nasuwającego się lądolodu.

Kompleks strukturalny **IzII**

Osady kompleksu **IzII** budują wschodnią i zachodnią część wału, tworząc listwy terasowe na stokach formy, natomiast w części środkowej stanowią ciągłą pokrywę o zróżnicowanej miąższości i litologii, leżącą niezgodnie na spiętrzonych utworach starszego kompleksu glaciegenicznego **IzI** (rys. 2, 3). Zaburzenia glacitektoniczne młodziej pokryw osadowej ograniczone są do strefy północnego zaplecza cokołu, zbudowanego ze starszych utworów. Kompleks **IzII** składa się z czterech jednostek sedimentacyjnych, które zbadano w 12 stanowiskach, jednak w żadnym z nich nie stwierdzono pełnej sekwencji wydzielonych serii. Wyróżnione jednostki to: **IzIII** – glacifluwalne osady piaszczyste, **IzII2** – żwirowo-piaszczyste osady glaci-marginalne, **IzII3** – glina morenowa oraz **IzII4** – osady piaszczyste i gliny spływowe akumulacji szczelinowej (rys. 3).

Jednostka piaszczysta **IzIII**

Piaski jednostki **IzIII** spoczywają na glinie lodowcowej starszego kompleksu i występują do wysokości 113 m n.p.m. (rys. 3). Znane są z wierceń oraz odsłoneń Pustynia-2 i Józefowo-1. W Pustyni-2 zalegają pod cienką (0,5–0,7 m) warstwą gliny, do głębokości 2,6 m. Osady **IzIII** w dolnej części złożone są z naprzemiennych drobnoziarnistych piasków masywnych i piasków mułkowatych o laminacji horyzontalnej, a następnie z piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym. W stropie serii pojawiają się domieszki żwiru. Kierunki paleoprądów mierzone w strukturach warstwowań przekątnych wykazały, że przepływ wód miał miejsce ku SSE. Akumulacja osadów tej jednostki związana była z formowaniem dystalnej części sandru na przedpolu transgredującego lądolodu. W stanowisku Pustynia-1 piaski tej serii występują w pozycji międzyglinowej, osiągając miąższość co najmniej 3,5 m. Ich wiek określono metodą OSL na $27,0 \pm 1,0$ ka (rys. 2, 3).

W stanowisku Józefowo-1, na północnym skłonie najwyższej partii wału, piaski jednostki

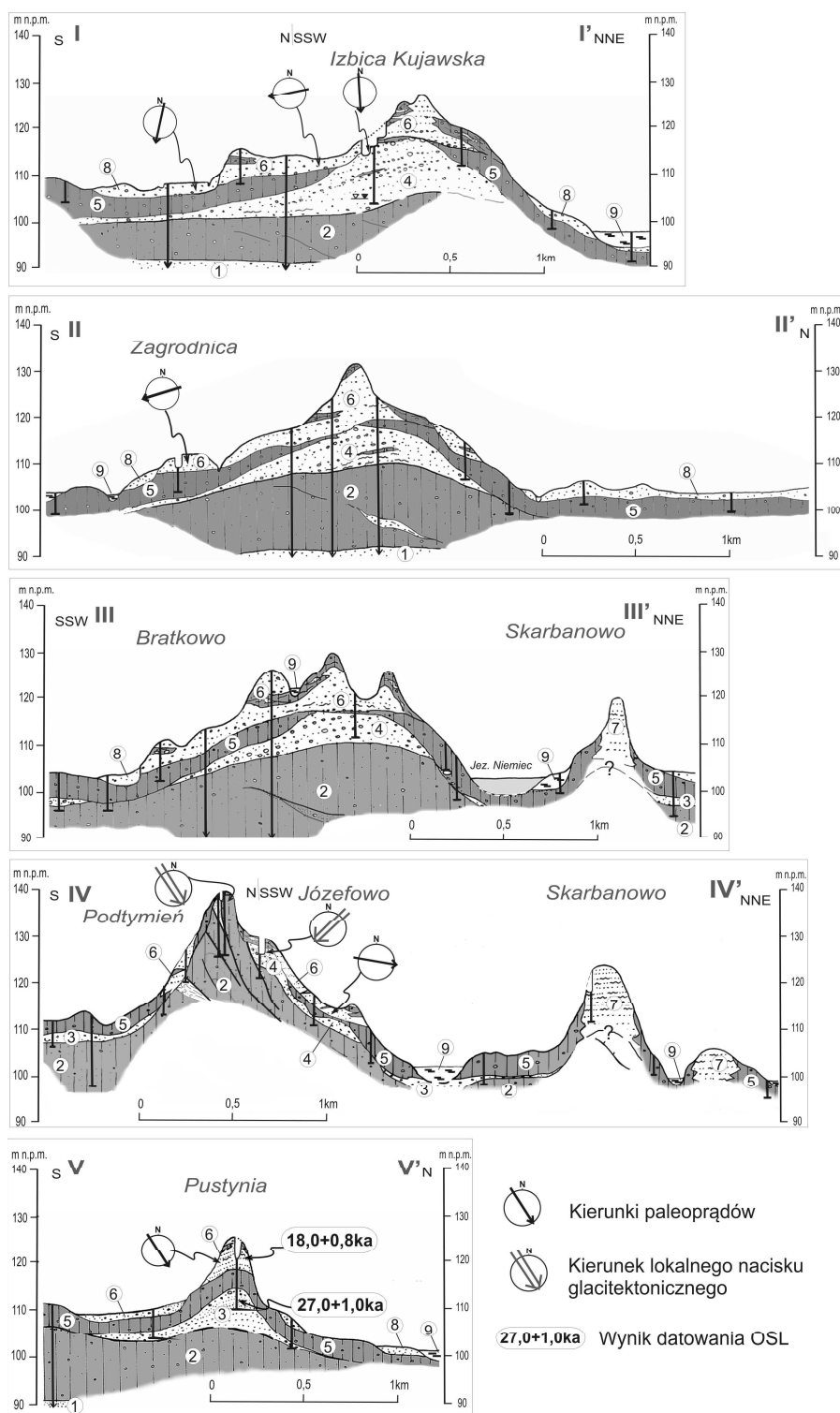
IzIII występują wysoko, ponad 129 m n.p.m. (rys. 3). Uległy one spiętrzeniu wraz z utworami glaci-marginalnymi (**IzII2**) i tworzą antyklinalny fałd obalony o południowo-zachodniej wergencji (rys. 5). Utwory **IzIII** budują jądro antykliny. W brzusznym skrzydle fałdu stanowią zespół warstw odwróconych o biegu 118–137 °, stromo nachylonych ku N (75–80 °). W stropowej części postawionych niemal pionowo warstw występują drobne, połogie ścięcia (100–130/12–18 N), zgodnie z płaszczyzną osiową fałdu (130/55 N). Są one młodsze od zaburzeń fałdowych, powstały subglacialnie, w efekcie posuwu podszwy lądolodu. Utworzenie fałdu związane było z silnym skróceniem osadów w wyniku progla-cjalnej kompresji skierowanej z NE ku SW. Na ten sam kierunek działania transportu glacitektonicznego wskazują wspomniane drobne ścięcia (rys. 3).

Istnieje niezgodność kierunku kompresji odczytanego z orientacji i wergencji mezostuktur glacitektonicznych w starszym i młodszym kompleksie glaciegenicznym (por. rys. 4, 5), a także brak zbieżności geometrii starszych struktur glacitektonicznych z osią morfologiczną wału. Ponadto skala młodszych deformacji glacitektonicznych jest znacznie mniejsza. W odsłonięciu zaburzenia obserwowano do głębokości 2,5 m, przypuszczalnie ich amplituda nie przekracza 5 m, a deformacje sięgają stropu szarej gliny występującej w podłożu i stanowiącej zarazem powierzchnię odkucia.

Jednostka żwirowo-piaszczysta **IzII2**

Jednostkę **IzII2** w stanowisku Józefowo-1 reprezentują masywne żwiry z pakietami żwirowo-głazowego diamiktonu i głazami o średnicy dochodzącej do 0,5 m (rys. 3, 5). W grubo-okruchowych osadach brak segregacji, a ich miąższość w strefie przegubu antykliny wynosi co najmniej 3 m. Utwory żwirowo-diamiktonowe to osad supraglacialny, redeponowany grawitacyjnie i składany w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu.

Poza centralną partią wału osady **IzII2** nie są zaburzone. W stanowisku Izbica Kujawska (rys. 3) reprezentuje je zespół litofacji poziomo warstwowanych żwirów i piasków oraz masywnych żwirów diamiktonowych o zwartym szkielecie ziarnowym. W żwirach występują toczące ławice o średnicy do 10 cm. Miąższość ławic wynosi od 0,15 do 0,6 m i wzrasta w górę profilu, jednocześnie ze zwiększaniem się udziału grubookruchowego materiału diamiktycznego. Ławice mają pokrój tafłowy, a powierzchnie międzyławicowe



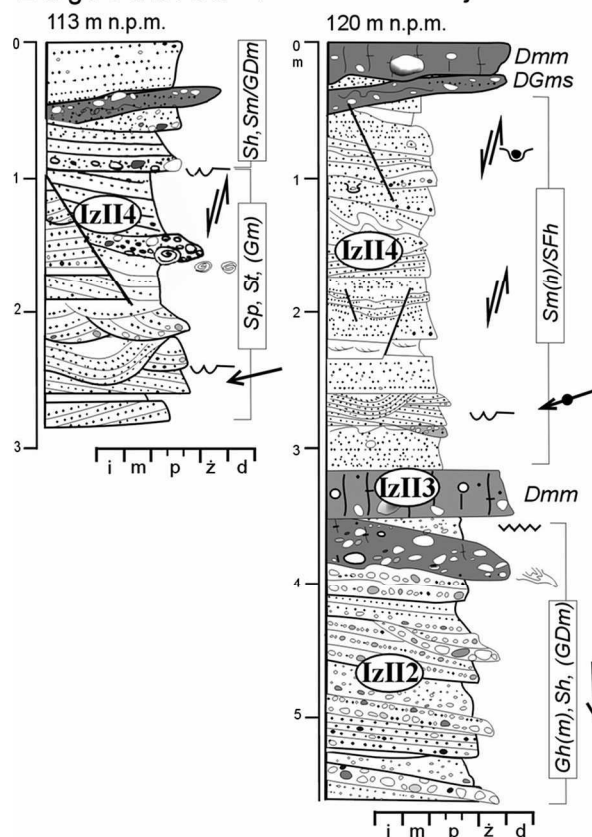
Rys. 2. Przekroje geologiczne przez wał morenowy Izbicy Kujawskiej (linie przekrojów jak na rys. 1)

plejstocen: zlodowacenie odry, stadiał warty (jednostka **IzI**): 1 – piaski glacyfluwialne, 2 – glina lodowcowa; zlodowacenie wisty, stadiał główny (jednostka **IzII**): 3 – piaski glacyfluwialne (**IzII1**), 4 – żwiry, piaski, gliny spływowe i głązy glacymarginalne (**IzII2**), 5 – glina lodowcowa (**IzII3**), 6 – piaski ze żwirem i wkładkami glin spływowych form szczelinowych i teras kemowych (**IzII4**), 7 – piaski, mułki i piaski ze żwirem kemów, 8 – piaski ze żwirem sandrów; holocen: 9 – gytie i torfy

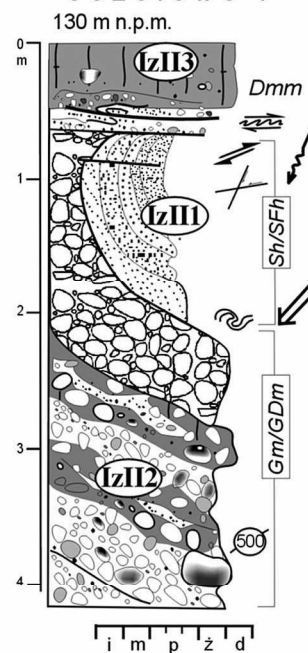
Geological cross-sections throughout the Izbica Kujawska moraine ridge (location of cross-sections as in Fig. 1)

Pleistocene: Warta Stadial of the Odranian Glaciation (**IzI** unit): 1 – glaciofluvial sands, 2 – till; Main Stadial of Vistulian Glaciation (**IzII** unit): 3 – glaciofluvial sands (**IzII1**), 4 – glaciomarginal gravels, sands and flow tills (**IzII2**), 5 – till (**IzII3**), 6 – sands with gravels and flow till intercalations of fissure forms and kame terraces (**IzII4**), 7 – sands, silts and gravelly sands of kames, 8 – sands with gravels of outwash plains; Holocene: 9 – gyttjas and peat

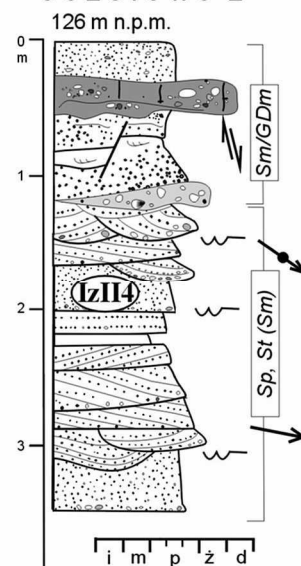
Zagrodnica-1 Izbica Kujawska



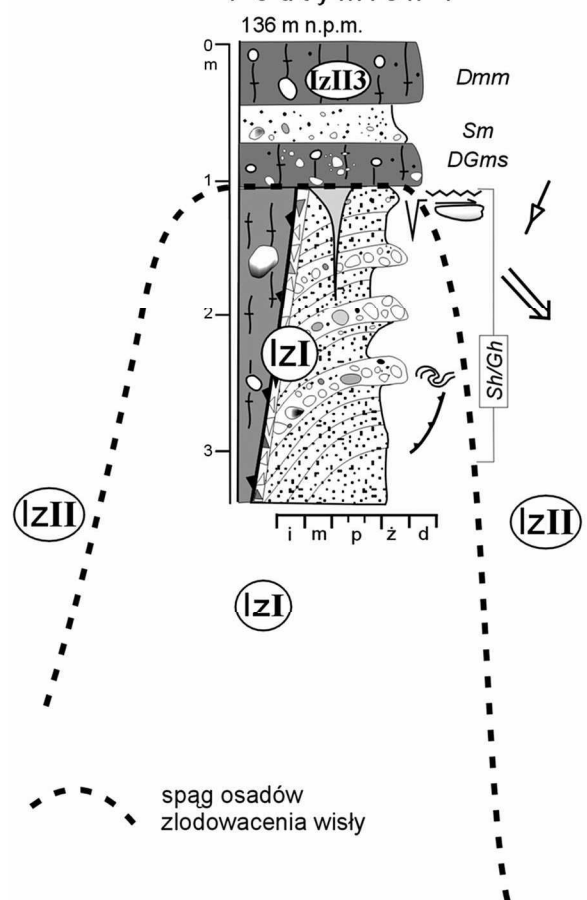
Józefowo-1



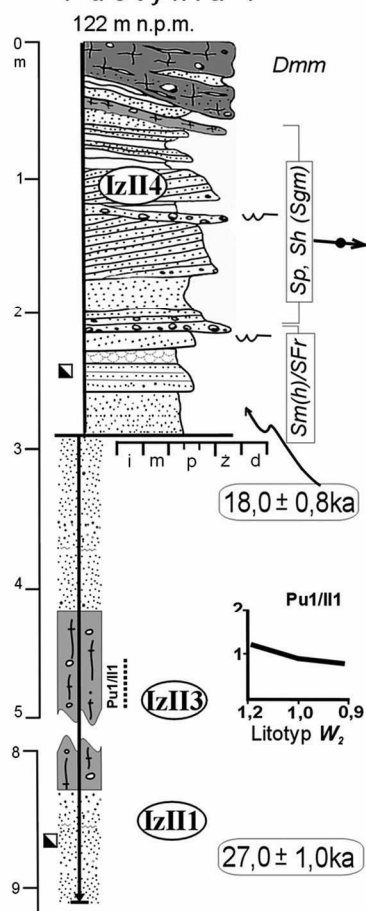
Józefowo-2



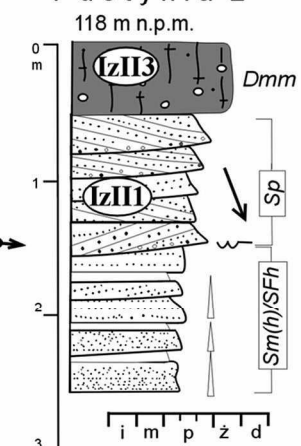
Podtymień-1

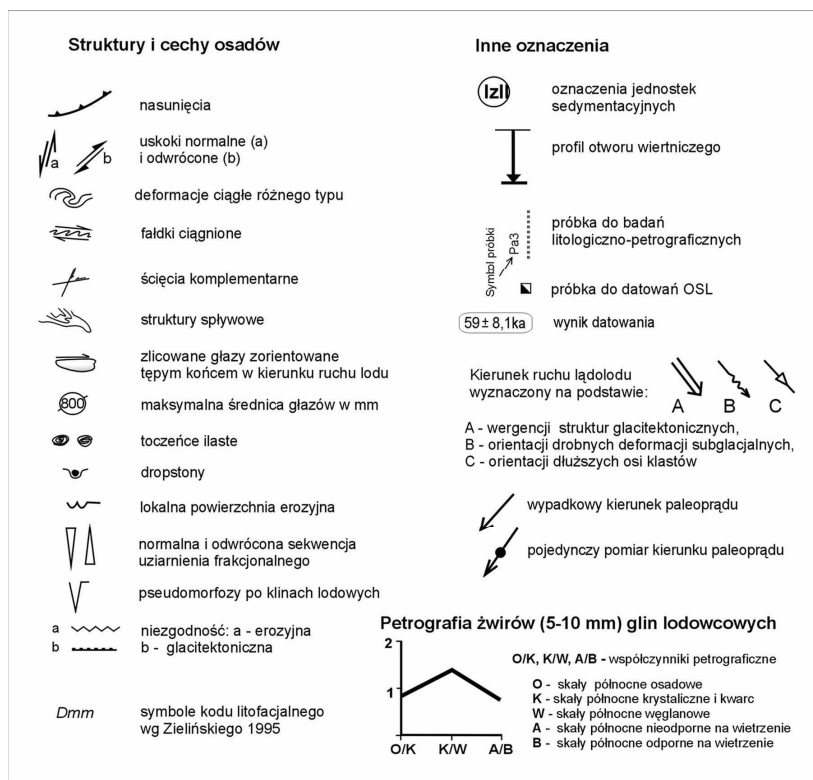


Pustynia-1



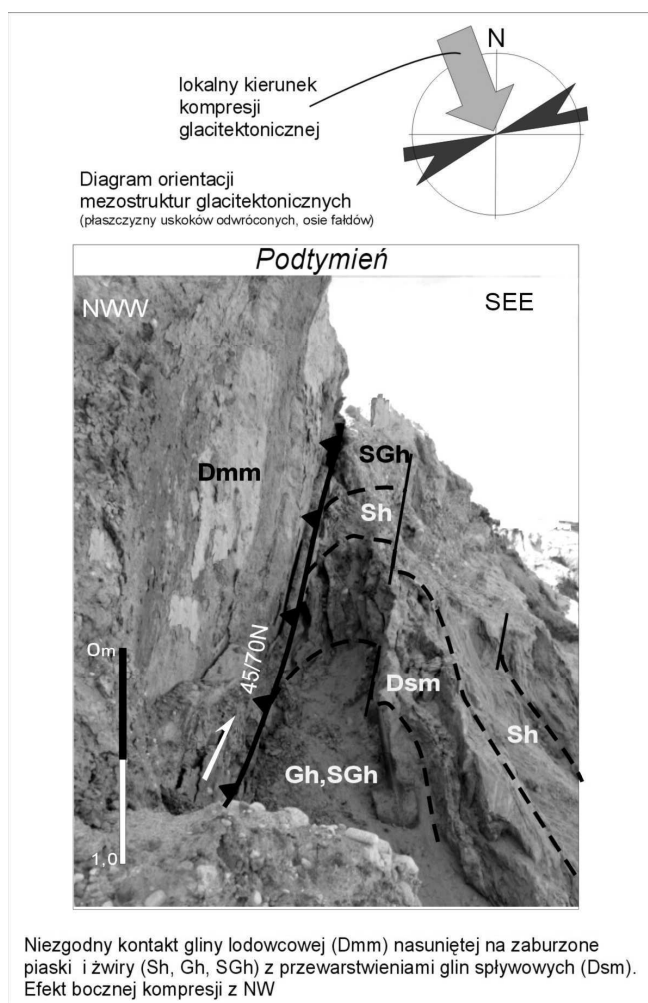
Pustynia-2





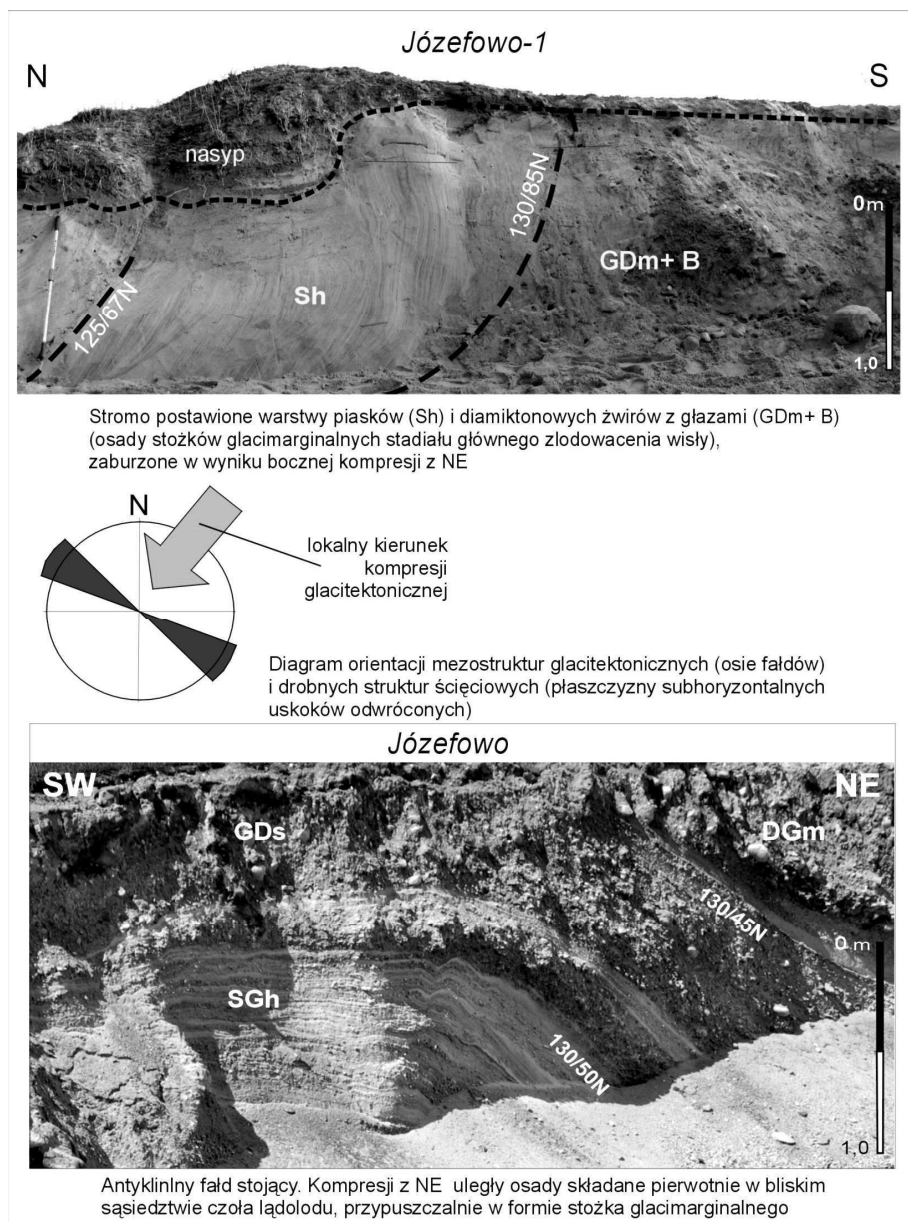
Rys. 3. Syntetyczne profile sedymentologiczne odsłoneń (por. rys. 1)

Sedimentological profiles of exposures (cf. Fig. 1)



Rys. 4. Deformacje glaciektoniczne kulminacyjnej części wału morenowego Izbicy Kujawskiej należące do starszej jednostki kinetostratygraficznej (kompleks strukturalny **Iz I**)

Glaciotectonic deformations of the culminating part of the Izbica Kujawska morain ridge, the older kinetostratigraphic unit (**Iz I** structural complex)



Rys. 5. Deformacje glaciektoniczne kulminacyjnej części wału morenowego Izbicy Kujawskiej należące do młodszej jednostki kinetostratygraficznej (kompleks strukturalny **Iz II**)

Glaciotectonic deformations of the culminating part of the Izbica Kujawska moraine ridge, the younger kinetostratigraphic unit (**IzII** structural complex)

nachylają się ku SW (8–12 °). Osady **IzII2** depozytowane były z płytkich przepływów typu zalewów warstwowych na skłonie stożka, formowanego w bliskiej odległości od czoła lądolodu i ulegającego progradacji ku SW. W Izbicy miąższość osadów tej jednostki wynosi około 10 m (rys. 2), przy czym w odsłonięciach dostępna była jedynie ich górna część, o miąższości 3,5 m (rys. 3).

Jednostka gliny morenowej **IzII3**

Opisane osady glacialmarginalne w Izbicy Kujawskiej przykryte są cienką (0,3 m) warstwą masywnego, brązowego diamiktonu **IzII3** z po-

wierzchnią z powierzchnią erozyjną w spągu (rys. 3). Obocznie, na zewnątrz od osi wału, miąższość diamiktonu wzrasta i tworzy on ciągły pokład (jednostka **IzII3**) o grubości kilku metrów, nawiercany często poniżej utworów jednostki **IzII4**, a także występujący na stokach formy oraz budujący powierzchnię wysoczyzny w otoczeniu wału. W Józefowie-1 glina **IzII3** ma miąższość do 0,8 m. Leży niezgodnie na opisanych powyżej osadach piaszczystych (**IzII1**) i żwirowo-piaszczystych z glazami (**IzII2**) zaangażowanych wspólnie w deformacje fałdowe. Spąg gliny jest równy, a niżej, do głębokości

0,5 m, stwierdza się drobne deformacje typowe dla subglacialnej strefy ścinania. Są one wyrażone jako struktury ciągłe (fałdki wleczone) oraz wspomniane subhoryzontalne ścięcia (100–130/12–18N). W odsłonięciach glina miała małą miąższość i zwietrzały charakter, co uniemożliwiło przeprowadzenie pomiarów orientacji *clast fabric* i badań petrograficznych.

W stanowisku Pustynia-1 miąższość gliny **IzII3** była znaczna, określona na 4,6 m (rys. 3). Glina spoczywa tu bezpośrednio na piaskach jednostki **IzIII1**, na niej występują drobnoziarniste piaski, a następnie piaski ze żwirem i gliny spływowe jednostki **IzII4**. Na podstawie datowania OSL dolnych i górnych piasków oszacowano wiek gliny. Zawiera się on między $27 \pm 1,0$ a $18 \pm 0,8$ ka. Glinę cechuje przewaga wapieni północnych (34 %) nad skandynawskimi skałami krystalicznymi (23,9 %). Ponadto ze skał północnych znaczny udział ma kwarc (9,4 %). Zawartość skał lokalnych wynosi 28,4 %. Współczynniki O/K-K/W-A/B wynoszą 1,2-1,0-0,9. Cechy składu petrograficznego gliny odpowiadają dolnej glinie z reprezentatywnego dla SE Kujaw stanowiska w Lisicy (Roman, Lisicki 2000), korelowanej z regionalnym litypem gliny Mochty (W_2) związanej z młodszym stadiem zlodowaceń środkowopolskich (Lisicki 2003). Litostratygrafia gliny w stanowisku Pustynia, oparta na cechach składu petrograficznego żwirów, stoi zatem w sprzeczności z wiekiem gliny wyinterpretowanym na podstawie datowań OSL piasków pod- i nadglinowych. Badania petrograficzne wykonano dla pojedynczej próbki gliny pobranej z wiercenia.

Jednostka piaszczysta z glinami spływowymi **IzII4**

Najmłodszą jednostką sedymentacyjną mającą znaczny udział w budowie wału Izbicy Kujawskiej są glacyfluwialne piaski, rzadziej żwiry oraz gliny spływowe (**IzII4**). Osady te budują grzbietowe partie wału (z wyjątkiem jego centralnej części), osiągając miąższość do 12 m (stanowiska Izbica Kujawska, Augustynowo, Pustynia-1), a także tworzą listwy tarasowe na jego stokach (Bratkowo, Zagrodnica-1, Sokołowo 1, 2, Józefowo-2) (rys. 1, 2). Zazwyczaj osady glacyfluwialne **IzII4** spoczywają na glinie lodowcowej (**IzII3**) lub jej residuum (rys. 3). Charakteryzuje je duża zmienność litologii. Glacyfluwialne utwory tej jednostki różnią się od osadów sandru występującego u podstawy zachodniej części wału, nie tylko inną sytuacją morfologiczną, lecz także zgodnym z przebie-

giem osi formy kierunkiem paleoprądów oraz obecnością diamiktonów spływowych i licznych deformacji grawitacyjnych.

W stanowisku Izbica Kujawska (rys. 3) osady jednostki **IzII4** odsłaniają się w górnej części żwirowni do głębokości 3,2 m. Reprezentuje je około 3 m miąższości seria osadów piaszczystych, zwieńczona diamiktonem spływowym o miąższości 0,3–0,7 m. Serię piaszczystą tworzy rytmiczny zestaw litofacji: masywne piaski lub piaski żwirowate, poziomo warstwowane piaski średnioziarniste, a następnie masywne piaski drobnoziarniste oraz piaski mułkowate o laminacji horyzontalnej. W górę profilu wzrasta udział litofacji drobnoziarnistych, przy jednoczesnym zmniejszaniu się miąższości zestawów od 0,7 m do 0,3 m. Spotykane są dropstony, a także gniazdowo występują diamiktonowe piaski ze żwirem. W utworach drobnopiaszczystych występują struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego, ugięcia kolapsyjne, a także uskoki grawitacyjne o upadach skierowanych na zewnątrz od osi wału i zrzucie do kilkunastu cm. Serię tę zinterpretowano jako osad przepływowego zbiornika funkcjonującego w szczelinie lodowej, utworzonej powyżej podlodowej wypukłości, pokrywającej się mniej więcej w linię grzbietu obecnego wału. Obecność dropstonów w drobnoziarnistych piaskach świadczy o współdziale depozycji z napławianiem, natomiast utwory diamiktonowe dokumentują epizody spływów materiału ablacyjnego pochodzącego ze stoków lodowych.

Podobną sekwencję osadów jednostki **IzII4**, obejmującą piaski glacyfluwialne przykryte diamiktonowymi utworami ablacyjno-spływowymi, stwierdzono w Augustynowie i Pustyni-1. Piaski drobnoziarniste jednostki **IzII4** w stanowisku Pustynia-1, znajdującym się we wschodniej części wału (rys. 1, 3), datowano metodą OSL na $18 \pm 0,8$ ka. Najwyższą część profilu w Pustyni-1 tworzy piaszczysto-żwirowy diamikton o miąższości około 0,8 m. W spągu diamiktonu warstwy piaszczyste uległy deformacjom związanym z obciążeniem nadległą warstwą. W obrębie diamiktonu notowano deformacje grawitacyjne o ciągłej, niekiedy dysharmonijnej naturze, formujące loby spływowe o wergencji przeciwnej do nachylenia stoków.

Na stokach wałowego wzgórza Izbicy Kujawskiej osady jednostki **IzII4** tworzą listwy terasowe, najlepiej wykształcone po południowej stronie wału (rys. 1, 2). Ich budowa poznana została w stanowiskach Zagrodnica-1, Józefowo-2 (rys. 3) oraz Bratkowo. Również tutaj wyraźna

jest dwudzielnosc jednostki na piaszczyste osady glacyfluwialne i pokrywę diamiktonów spływowych. Osady glacyfluwialne charakteryzuje dominacja struktur prądowych (przekątne warstwowania płaskie i rynnowe) oraz znaczne zróżnicowanie litofacji, od przekątne warstwowanych żwirów do laminowanych mułków, świadczące o gwałtownie zmieniających się warunkach przepływu. Kierunki paleoprądów pomierzone w strukturach płaskich warstwowań przekątnych w stanowiskach zlokalizowanych po południowej stronie wału (Zagrodnica-1, Bratkowo) wskazują na przepływ wód ku W i SWW, natomiast wody formujące piaszczysto-żwirową listwę na północnym stoku wału (Józefowo-2) kierowały się ku E i SE. Kierunki te są zgodne z przebiegiem osi wału i odbiegają od ogólnego nachylenia terenu. Osady piaszczyste budujące listwy tarasowe lokalnie przykryte są gliną spływową zawierającą głązy o średnicy do 0,7 m. Gлина występuje płatowo i tylko w brzeżnych, zewnętrznych partiach listew od strony ich krawędzi (rys. 2). Również w tych miejscach miąższość gliny jest największa (do 2 m). Ważne, z uwagi na rozpatrywanie genezy listew są występujące w strefie ich krawędzi syn- i post-sedymენტacyjne uskoki grawitacyjne o zrzucie do 0,5 m. Płaszczyzny uskoków są zorientowane prawie równolegle do osi morfologicznej wału i zapadają zgodnie z kierunkiem nachylenia jego zboczy.

Biorąc pod uwagę sytuację morfologiczną, cechy sedymენტologiczne i kierunki paleoprądów można przyjąć, że depozycja osadów jednostki **IzII4** odbywała się w warunkach ograniczonej przestrzeni, pomiędzy stokami wału a krawędziami lodowymi. Odpływ wód w poziomie formowania listew początkowo odbywał się wąskim szlakiem i cechował się znaczną dynamiką. W miarę poszerzania szlaku w związku z postępującym zanikiem lodu, następował spadek intensywności przepływu, a dostający się do osadu materiał ablacyjny redeponowany ze stoków lodowych miał szansę zachowania. Wraz z zanikaniem podpór lodowych powstawały uskoki grawitacyjne.

Na południowym przedpolu wałowego wzgórza rozpościera się niewielki sandr. Tworzy on rozleglejszą, nachyloną ku SW powierzchnię jedynie w zachodniej części formy. Od strony północno-wschodniej sandr graniczy z opisaną wcześniej listwą terasową, zajmującą dalej ku E przestrzeń między wałem izbickim a położoną na południu gliniastą wysoczyzną polodowcową. Piaszki i piaszki ze żwirem budujące sandr osiąga miąższość 1–3 m, przy czym zauważalny jest wzrost ich miąższości ku zachodowi. Kierunki paleoprądów odczytane z płaskich warstwowań przekątnych w piaskach (Zagrodnica-2) wykazały, że odpływ wód formujących sandr skierowany był generalnie ku południowi (rys. 3), zgodnie z ogólnym nachyleniem terenu.

INTERPETACJA BUDOWY GEOLOGICZNEJ I MORFOGENEZA WAŁU IZBICY KUJAWSKIEJ

Z przeprowadzonych badań wynika, że wał izbicki jest formą poligenetyczną. Jego środkowa, kulminacyjna część zasadniczo powstała z glacytektonicznego spiętrzenia osadów kompleksu **IzI** w efekcie subhoryzontalnej kompresji działającej z NW ku SE, a więc niemal poprzecznie względem kierunków nacisku lądolodu notowanych w młodszym kompleksie glacygenicznym (por. rys. 4, 5). Spiętrzone osady tworzą obecnie cokolwiek tej części wału, natomiast skrzydła formy zbudowane są z utworów młodszego kompleksu lodowcowego **IzII**. Sekwencja osadów **IzII** rejestruje transgresję (jednostka **IzII1**), postój (**IzII2**), awans (deformacje glacytektoniczne, dolna część jednostki **IzII3**), a następnie zanik lądolodu (**IzII3**, **IzII4**). Trzpień (cokolwiek) o spiętrzonej strukturze jest starszy, sprzed nasunięcia lądolodu zlodowacenia wisły. Za taką konkluzją przemawiają złożona struktura

wału i jego wielkość, znacznie przekraczająca rozmiary form marginalnych w lobie płockim (por. Roman 2010), duży pionowy zasięg starszych deformacji glacytektonicznych przy ich ograniczonym do centralnej części wału występowaniu, a także niezgodność głównych elementów geometrii tych struktur z przebiegiem osi morfologicznej wału. Niezależnie od wieku starszej generacji zaburzeń, spiętrzona forma została przekroczona przez lądolód ostatniego zlodowacenia, a jej górne partie zostały ścięte. Wcześniej, transgredujący lądolód zatrzymał się na granicy poprzecznie zorientowanej przeszkody w postaci moreny spiętrzonej, akumulując miększe (co najmniej 10 m w Izbicy Kujawskiej) piaszczysto-żwirowe osady glacymarginalne. Na wschód od Izbicy, czoło lądolodu stacjonowało w tym czasie na linii Pagórków Chodeckich (por. Roman 2010). Następnie nastąpił

awans lądolodu do granicy jego maksymalnego zasięgu. Ze zdarzeniem tym związana była proglacialna kompresja i skrócenie osadów od północnej strony przeszkody, potem ich subglacialne ścięcie, a jednocześnie zarysowanie szczelin tensyjnych na południowym, odlodowo nachylonym stoku poprzecznego garbu podłoża. Kolejny etap formowania wału izbickiego związany był ze stagnacją i zanikiem lądolodu oraz sukcesywnym poszerzaniem szczelin na linii podlodowej wypukłości. Duże znaczenie dla nadania ostatecznego kształtu wału miały akumulacja glacyfluwialna i glacylimniczna. Depozycja glacyfluwialna odbywała się w warunkach ograniczonej przestrzeni, początkowo poprzez ściany lodowe otwartej szczeliny, a następnie

istnieniem stoku wału i krawędzi lodowej. Taka sytuacja determinowała przebieg sedymentacji w lokalnych basenach utworzonych po obu stronach wału wpływając na charakter osadu jak i kształt powstającej formy (listwy), a także przyczyniając się do powstawania zaburzeń grawitacyjnych w miarę zaniku podpór lodowych. Zanikowi pokrywy lodowej towarzyszyły spływy materiału supraglacialnego oraz tworzenie pokrywy gliny wytopnieniowej, której ciągłość została niejednokrotnie przerwana w wyniku erozji wód glacyfluwialnych. Południowozachodnie przedpole wału najszybciej zostało uwolnione od lodu, tam też doszło do utworzenia sandru, kształtowanego w wyniku swobodnego odpływu wód roztopowych ku południowi.

UWAGI KOŃCOWE

W świetle zebranych faktów interpretacja wałowego wzgórza Izbicy Kujawskiej jako moreny spiętrzonej z okresu recesji lądolodu zlodowacenia wisły (fazy poznańskiej) (Galon 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Niewiarowski 1983; Pasierbski 1984) jest niesłuszna. Udowodniono złożoność struktury i budowy geologicznej wału Izbicy Kujawskiej wynikającą z wieloetapowości procesów akumulacji i deformacji glacialnej związanych z różnymi okresami zlodowaceń (piętami glacystrukturalnymi). Potwierdzono wcześniejsze sugestie (Mańkowska 1981; Ciuk, Mańkowska 1981; Molewski 2007; Roman 2007), iż wał morenowy Izbicy Kujawskiej zawiera elementy przetrwałe, sprzed zlodowacenia wisły. Powstanie formy należy jednak wiązać przede wszystkim z transgresją i dynamiką najmłodszego lądolodu, który na krótko zatrzymał

się na linii poprzecznie zorientowanych przeszkód terenowych, przekształcił je i włączył w obręb nowo tworzonych stref marginalnych (Roman 2010, 2012a, b).

Opisany wał czołowomorenowy jest zarazem klasycznym przykładem rzeźby palimpsestowej (por. Kleman 1992). Ten typ rzeźby wydaje się być bardziej powszechny niż dotychczas przypuszczano. Rozpoznanie starszych elementów rzeźby w budowie pozytywnych form lodowcowych, zwłaszcza w strefach marginalnych, ma istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych odnośnie oceny dynamiki czoła lądolodu, jego miąższości, stanu termicznego podłoża, lokalnych uwarunkowań zmian kierunków ruchu lądolodu (por. Kleman 1992; Kleman, Borgström 1994; Roman 2010).

LITERATURA

- Ciuk E., Mańkowska A., 1981 – Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Konin. Wyd. Geol. Warszawa: 89 ss.
- Galon R., 1961 – General Quaternary problems of North Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras", 1, North Poland. Łódź: 9-53.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski w świetle analizy form marginalnych lądolodu. *Prz. Geogr.*, 33(3): 347-364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 18-38.
- Kleman J., 1992 – The palimpsest glacial landscape in northwestern Sweden – Late Weichselian deglaciation landforms and traces of older west-centered ice sheets. *Geogr. Ann.*, 74 A, 4: 305-325.
- Kleman J., Borgström I., 1994 – Glacial landforms indicative of a partly frozen bed. *Journal of Glaciology*, 40, 135: 255-264.

- Komaniecki K., 1989 – Cyceron i jego współcześni. „Czytelnik”, Warszawa.
- Kozarski S., 1986 – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, 57(2): 247-270.
- Lisicki S., 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 105 ss.
- Mańkowska A., 1981 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Konin, wyd. A. Wyd. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 404 ss.
- Molewski P., 1999 – Rynna Gopła problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia vistuliańskiego. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, 10, 6, *Geogr. Geol.*: 196 ss.
- Molewski P., 2007 – Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. Wyd. Nauk. UMK, Toruń: 139 ss.
- Mrózek W., 1969 – Rynna Gopła, jej geneza i udział w rozwoju krajobrazu Kujaw. *Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Konin-Warszawa: 59-75.
- Niewiarowski W., 1983 – Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Prz. Geogr.*, 55(1): 13-31.
- Pasierbski M., 1984 – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. Rozprawy UMK, Toruń.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 ss.
- Roman M., 2007 – Morfogenezę wału morenowego w Izbicy Kujawskiej w południowej części Pojezierza Kujawskiego. XIV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 223-228.
- Roman M., 2010 – Rekonstrukcja lobu płockiego podczas ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, 96: 171 ss.
- Roman M., 2012a – Dynamics of the Płock ice lobe (central Poland) during the Last Glacial Maximum. International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group, Late Glacial Maximum in the Valday Region, NW Russia. Saint-Petersburg: 461-463.
- Roman M., 2012b – Wzgórze Izbicy Kujawskiej jako przykład rzeźby palimpsestowej. *Konf. Naukowa „Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego”*, Uniejów, 13-15 czerwca 2012 r. UŁ: 107-118.
- Roman M., Lisicki S., 2000 – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacyogenicznych z Lisicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 73-88.
- Roszkó L., 1968 – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. IG PAN*, 74: 65-100.
- Weckwerth P., 2007 – Morfologia i mechanizm formowania moren łabiszyńskich. W: XIV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 147-155.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wyd. WGRS UW, Warszawa: 220-235.

THE PALIMPSEST GLACIAL LANDSCAPE ON THE EXAMPLE OF THE IZBICA KUJAWSKA MORAINES RIDGE

SUMMARY

Abstract. The paper presents the structure and morphogenesis of the Izbica Kujawska moraine ridge as hitherto the best known example of Kuiavian palimpsest relief supported by litho- and kinetostratigraphic investigation as well as the spatial analysis of topography and palaeorelief in the area. Such palimpsest glacial relief, partly retaining older elements having come to being in the former ice sheet advance, is more popular than previously supposed.

Key words: lithofacial and mezostructural analyses, luminescence datings, relict glacial landforms, Vistulian Glaciation, Kujawy Lakeland

The Izbica Kujawska moraine ridge located within the Płock ice-lobe extent (Fig. 1A) has been shown as a case of palimpsest glacial relief

(cf. Kleman 1992), partly retaining older glacial forms having come to being in the former ice sheet advance.

Complex sedimentological research and mezostructural analysis of glaciotectionic deformations along with luminescence age indices of deposits have been carried out in several-odd exposures – Augustynowo, Izbica Kujawska, Zagrodnica 1, 2, Bratkowo, Józefowo 1, 2, Podtymień 1, 2, Sokołowo 1, 2, Pustynia 1, 2 (Figs 1B, 2). Detailed geological charting and analysis of topography and palaeorelief in the area have been also applied (Roman 2010).

It appears that the Izbica Kujawska ridge is a polygenic glacial form. Its central, culminating part came to being, in principle, from glaciotectionic distortion of the **IzI** complex deposits and so from a subhorizontal compression from NW to SE i.e. transversally in relation to the ice sheet pressure in the younger glaciogenic complex (cf. Figs 3, 4 and 5). Stacked-up deposits make today a king-pin in that part of the ridge (Fig. 2), the wings of the form however are made of the younger glaciogenic complex (**IzII**). The deposits sequence **IzII** reflects transgression (unit **IzII1**), stand-still (**IzII2**), advance (glaciotectionic structures and lower part of the **IzII3** unit) and henceforth the ice sheet decay (**IzII3**, **IzII4**). The king-pin of a stacked-up structure is older and thus formed afore the Vistulian Glaciation ice sheet advance.

In the light of the collected facts interpreting the Izbica Kujawska ridge as a push-moraine of

Vistulian ice sheet recession (Galon 1961, Galon, Roszkówna 1961, 1967, Roszko 1968, Niewiarowski 1983, Pasierbski 1984) is false. The structure and geological complexity of the ridge has been proved as coming from the multistage accumulative and deformative glacial processes in various glaciation periods. Earlier suggestions have been proved (Mańkowska 1981, Ciuk, Mańkowska 1981, Molewski 2007, Roman 2007) that the ridge contains retaining elements, from before the Vistulian Glaciation.

The form discussed is foremost bound with the transgression and dynamics of the youngest (Vistulian) ice sheet with halted curtly on transverse terrain obstacles, distorted them and included in newly formed marginal zones (Roman 2010, 2012a,b). The glaciomarginal ridge discussed is a classical palimpsest relief example (cf. Kleman 1992). Such relief seems more popular as has hitherto been assumed. Recognition of older relief elements in positive glacial forms, particularly in marginal zones, is significant for palaeogeographic reconstruction and specially the ice front dynamics, its thickness, the base thermics and the local vector changes of the ice (cf. Kleman 1992, Kleman, Borgström 1994, Roman 2010).

Lucyna Wachecka-Kotkowska*, Piotr Czubła**
Maria Górską-Zabielska***, Elżbieta Król****

POLIGENEZA PAGÓRA W OKOLICACH MĄKOLIC NA WODODZIALE WISŁY I ODRY NA WYSOCZYŹNIE BĘŁCHATOWSKIEJ, REGION ŁÓDZKI

ZARYS TREŚCI

Na przykładzie jednej z form wyznaczających dział wodny Wisły i Odry – pagóra w Mąkolicach (Piekarach), przedstawiono częściowe wyniki prowadzonych od 2005 roku badań mających na celu weryfikację hipotezy na temat zasięgu i kierunków transgresji lądolodu warty w regionie łódzkim. Zaprezentowano analizę morfometryczną pagóra oraz wyniki badań strukturalno-teksturalnych (w tym petrograficznych i magnetycznych). Opisano złożoną budowę wewnętrzną formy, w której wyróżniono 10 różnowiekowych serii przypisanych 6 kompleksom osadowym.

Pagór budują głównie serie glacyfluwialne i glacialne wywodzące się ze stadiału warty zlodowacenia odry (MIS 6, Late Saalian, Middle Polish Complex), które tworzyły się w strefie węzła interlobalnego dwóch lobów – Widawki oraz Rawki, Pilicy i Luciąży. Wiek najstarszej gliny, dotąd uważanej za warciańską, określono na zlodowacenie san II (MIS 10, Southern Polish Complex). Najmłodsze osady powstawały w warunkach klimatu peryglacialnego i klimatu umiarkowanego. Retusz pierwotnej rzeźby glacialnej, który dokonał się w wistulianie, a następnie w holocenie, dzięki eksploatacyjnej działalności człowieka trwa do dziś.

Pagór w Mąkolicach jest formą poligeniczną, na jego rozwój wpłynęła: struktura i tektonika podłoża, działalność lądolodów i wód lodowcowych, rzeczne, stokowe i eoliczne procesy polodowcowe oraz człowiek.

Słowa kluczowe: rzeźba poligeniczna, węzeł interlobalny, lądolód warty, badania strukturalne, petrograficzne, magnetyczne, czwartorzęd, region łódzki, Polska Środkowa

WPROWADZENIE

Przedstawiona przez Dylika (1953) teoria poligenezy rzeźby w Polsce środkowej dotyczyła trzech cykli rozwoju rzeźby: glacialnego oraz peryglacialnego i umiarkowanego. Turkowska (2006, 2012) rozszerzyła tę teorię na przykładzie regionu łódzkiego, obszaru położonego pomiędzy Pagórkami Działoszyńskimi, Wzgórzami Radomszczańskimi i Grzbietem Przedborskim na południu a południową granicą Wysoczyzny Kłódawskiej i Pojezierza Gostynińskiego na północy. Istotą hipotezy jest twierdzenie o wpływie wykształconej w neogenie makrorzeźby na regionalną specyfikę i zróżnicowanie czwartorzędowych procesów morfotwórczych w środkowej Polsce. Hipoteza zakłada: (1) przetrwanie makroform regionu: „półwyspu” Wyżyny Łódzkiej (fragment wału meta-karpackiego) i otaczających go obniżen (depresja środkowopolska) przez cały czwartorzęd i permancję głównych cech układu sieci dolinnej od preplejstocenu, (2) regionalne zróżnicowanie

kierunków i szybkości transportu lodowego (podział na loby w związku z istniejącą przeszkodą w postaci garbu łódzkiego i odwrotnymi tendencjami tektonicznymi w części centralnej i na peryferiach regionu) oraz wykorzystanie w ruchu lodu lokalnych obniżen dolinnych o promienistym układzie, (3) konfluencję głównych lobów wzdłuż osi garbu łódzkiego i działu wodnego I/II. rzędu, a lobów lokalnych wzdłuż działów III. rzędu, a tym samym funkcjonowanie obszarów obecnych działów wodnych jako stref lododziałowych oraz powiązanie z nimi rozmieszczenia i typu form glacialnych, (4) dotarcie lądolodu warty do strefy uskoków w podłożu (w strefie rygla Kodrąbia), wyrażonych na powierzchni Pagórkami Działoszyńskimi, Wzgórzami Radomszczańskimi i Grzbietem Przedborskim. Z maksymalnym zasięgiem lądolodu warty wiąże Turkowska (2006) południową granicę regionu łódzkiego, jako wycinek strefy warciańskiej.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź.

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź.

*** Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Zakład Geomorfologii, ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań.

**** Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki, ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa.

Autorzy niniejszego artykułu podjęli się odniesienia do powyższej hipotezy, stosując standardowe badania geomorfologiczno-geologiczne oraz specjalistyczne (datowania OSL, magnetyczne) w obrębie pagóra w okolicach Mąkolic (Piekar), leżącego w osi przedczwartorzędowej makroformy „półwyspu wyżynnego” (punkt 1 hipotezy). Zgodnie z przedstawioną hipotezą forma ta nadaje się do powyższych badań, gdyż na tym obszarze podczas ostatniego etapu glacialnego nastąpiła konfluencja lobów Widawki oraz Rawki, Pilicy i Łuciąży (punkt 3). Masy lodu lądolodu warciańskiego napływały z różną szybkością i z różnych

kierunków, tworząc węzeł interlobalny (punkt 2). W regionie Polski Środkowej, po ustąpieniu lądolodu m.in. na dziale wodnym Wisły i Odry zaczęła kształtować się sieć rzeczna (np. Turkowska 1988; Krzemiński 1989), a w okresie vistulianu, w wyniku procesów erozyjno-denudacyjnych (np. Kuydowicz-Turkowska 1975; Goździk 1973; Petera 2002; Wachecka-Kotkowska 2004; Forysiak 2005) i eolicznych (Manikowska 1985) pierwotna rzeźba glacialna podlegała modyfikacjom w warunkach klimatu peryglacialnego (Dylik 1953) oraz klimatu normalnego w holocenie (Twardy 2008).

CEL I METODY PRACY

Głównym celem pracy jest przedstawienie morfogenezy izolowanego pagóra położonego na Wysoczyźnie Bełchatowskiej o złożonej budowie wewnętrznej, w nawiązaniu do hipotezy Turkowskiej (2006) (rys. 1) dotyczącej czynników rozwoju rzeźby w regionie łódzkim.

Podczas badań terenowych prowadzonych latach 2005–2011 udokumentowano budowę północnych partii formy (Mąkolice III) [lata 2006–2010], partii kulminacyjnych (Mąkolice I) [lata 2005–2008] i części południowej wzgórza (Mąkolice V i IV) [2010–2011]. W północnej części pagóra (Mąkolice III) oraz w jej kulminacji (Mąkolice I) już zaprzestano eksploatacji piasków i żwirów. Obecnie [stan 2012 rok] w nich odbywa się składowanie odpadów oraz rekultywacja. Jedynie w południowej części formy, w stanowiskach Mąkolice V i IV można obserwować budowę wewnętrzną pagóra. Nazwy i numery stanowisk przedstawionych w niniejszym artykule są tożsame z nazwami pól eksploatacji piasku i żwiru.

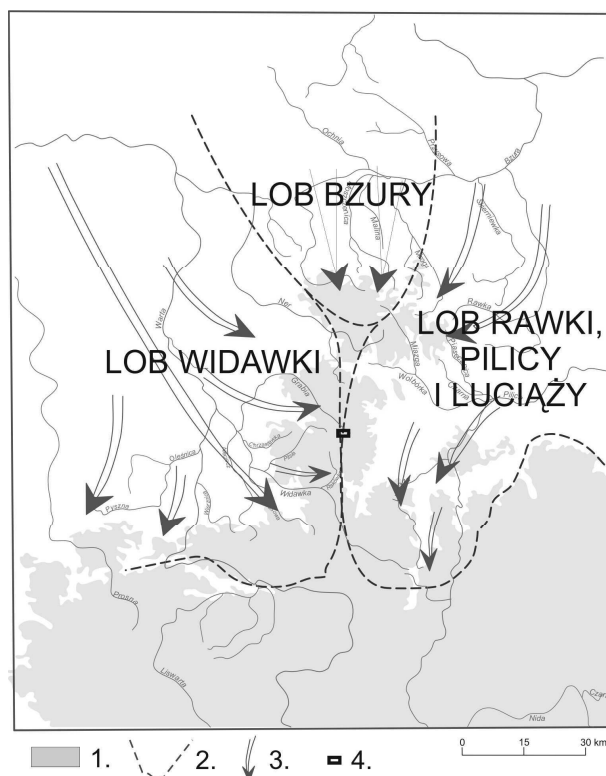
Pagór w Mąkolicach (Piekarach), poddano szczegółowej analizie morfometrycznej, prześledzono jego budowę wewnętrzną, wyróżniając serie i kompleksy osadowe, w których dokonano analiz strukturalno-teksturalnych, w tym także analiz petrograficznych, pomiarów anizotropii podatności magnetycznej oraz analiz geochronologicznych (w trakcie oznaczania).

W badaniach strukturalnych osadów, wykorzystano kod litofacjalny i litogenetyczny Mialla (1978, 1985) w modyfikacji Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012). Pobrano 62 próbki z wyróżnionych kompleksów osadowych (z wyjątkiem serii 10, eolicznej). Dla powyższych próbek wykonano analizy uziarnienia i obliczono wskaźniki według Folka, Warda (1957), oznaczono poziom węglanów oraz dokonano analizy

morfoskopowej frakcji psamitowej 0,8–1 mm według Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiało i Woronko (1998). W artykule przedstawiono jedynie wyniki z 20 próbek dla stanowiska Mąkolice V.

W stanowisku Mąkolice III, w północnej części pagóra, dokonano analizy petrograficznej gliny frakcji ponad 20 mm. W ramach badań wydzielono podstawowe grupy petrograficzne i określono proporcje pomiędzy nimi – włącznie ze współczynnikami O/K, K/W i A/B, stosowanymi standardowo do opisu drobnej frakcji (5–10 mm). Przeprowadzono również analizy eratyków przewodnych na podstawie metodyki Lüttiga (1958) z późniejszymi modyfikacjami (Smed 1993; Czubla 2001). Ich wynikiem było wyznaczenie teoretycznych ośrodków gławowych (TGZ) – określenie współrzędnych geograficznych ich obszarów macierzystych. Ze względu na konieczność poboru próbek liczących co najmniej 1000 klastów z jednego stanowiska, badania eratyków przewodnych w glinach musiały zostać ograniczone do dużego odsłonięcia w północnej części stoku.

W stanowiskach Mąkolice III i V pobrano materiał badawczy do analiz petrograficznych żwirów glaciofluwalnych średnioziarnistych 4–10 mm (6 próbek) i żwirów gruboziarnistych 20–60 mm (1 próbka). Próbkę pochodziły z warstw osadów niezwięzłych, w których, podczas prac terenowych, nie stwierdzono zmian postdepozycyjnych. Analiza petrograficzna została przeprowadzona zgodnie ze stosowaną od lat metodyką (Lüttig 1957, 1958, 1995, 2005; Trembaczowski 1961, 1967; Cepek 1967, 1969; Böse 1979, 1989; Meyer 1983, 1998, 2000, 2005; Panzig 1989, 1992; Albrecht 1995; Rutkowski 1995a, 2003, 2007; Górską 2000a, b, 2002, 2003; Krienke 2003), ostatnio



Rys. 1. Loby lodowca warciańskiego według Turkowskiej (2006) na tle obszaru badań

- 1 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 2 – zasięg lądolodu;
3 – kierunki napływu mas lodowcowych;
4 – obszar badań, stanowisko Mąkolice (I-V)

The Wartanian lobes according to Turkowska (2006) on the background of investigated area

- 1 – area above 200 m asl.; 2 – extent of ice-sheet;
3 – direction of the ice-masses inflow;
4 – investigated area, Mąkolice site (I-V)

przytoczoną przez Górską-Zabielską (2008, 2010). Z otrzymanej statystycznie reprezentatywnej populacji żwirów (co najmniej 300 sztuk) wydzielono 10 grup petrograficznych. Przy ich oznaczaniu, podczas którego zastosowano znane kryteria (Górska 2000b) korzystano z lupy geologicznej i 10 % HCl. W przypadku, kiedy po szlamowaniu próbki osadów lodowcowych uzyskano zbyt liczną populację komponentów petrograficznych, zastosowano metodę kwartowania (Rutkowski 1995b). We frakcji gruboziarnistej dokonano identyfikacji eratyków przewodnich i wskaźnikowych. Podobnie jak przy analizach petrograficznych glin – dla żwirów gruboziarnistych 20–60 mm osadów glacioluwialnych – dokonano wyznaczenia teoretycznych ośrodków głazowych (TGZ) według powyżej przytoczonej metodyki.

Osady omawianego stanowiska przebadano również pod kątem podatności magnetycznej. W tym celu, w stanowisku Mąkolice III pobrano 10 próbek z gliny zwałowej, a w stanowisku Mąkolice V 9 próbek z mułów i poziomu gleby kopalnej, każda o objętości 8 cm³. Pomiar podatności magnetycznej został wykonany w Pracowni Paleomagnetycznej IGF PAN w Warszawie mostkiem MFK1 „Agico”. Dla każdej próbki wykonano 15 pomiarów, w 15 położeniach próbki względem cewki magnesującej. W trakcie badań laboratoryjnych, zgodnie z przyjętą metodyką (Tarling, Hroudá 1993), zostały wykonane obliczenia

parametrów: całkowitej anizotropii (K_m), lineacji (L), foliacji (F), wielkości anizotropii (stopnia anizotropii) (P), skorygowanego stopnia anizotropii (P_f), kształtu, łączącego lineację i foliację (T , U), maksymalnego (K_{1dec} , K_{1inc}), średniego (K_{2dec} , K_{2inc}) oraz minimalnego kierunku (K_{3dec} , K_{3inc}). Na tej podstawie dokonano interpretacji kierunku transportu w osadach złożonych przez wodę w obrębie medium rozpraszającego osad (lodowca, rzeki, jeziora, itp.). Następnie zbadano klasty pod kątem ich kształtu w celu określenia czy cząstki osadu unoszone prądem wody – przed osadzaniem były kuliste, czy podłużne. W etapie końcowym określono, czy kierunek przepływu był zgodny z osią podatności maksymalnej, czy też do niej prostopadły.

W stanowisku Mąkolice V, z wiercenia i ze ściany odkrywki pozyskano materiał organiczny, który został ekspertyzowo opracowany przez dr Małgorzatę Małkiewicz z Zakładu Paleobotaniki Instytutu Nauk Geologicznych Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego. Badania wykazały, że poza jednym ziarnem traw w próbce M-36 i pojedynczymi zarodnikami mchów, innego materiału pyłkowego w nich nie ma. Pobrano również dwie próbki do oznaczeń OSL. Badania są w toku w Instytucie Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach przez dr. inż. Grzegorza Adamca.

W ramach analiz morfometrycznych opracowano cyfrowy model terenu w programie Surfer

9.0 oraz wykonano profile hipsometryczne formy na podkładzie mapy topograficznej 1:10 000 i wykorzystaniu MS Excel.

W niniejszym artykule wykorzystano podział stratygraficzny czwartorzędu według Marksa (2011), a dokładniejszy podział kompleksu środkowopolskiego według Lindnera i Marksa (2012).

Wyniki badań geomorfologiczno-geologicznych (terenowych i laboratoryjnych) pozwoliły odtworzyć etapy rozwoju formy i przypisanie im czynnika lub zespołu czynników różnicowania rzeźby, a następnie ich oceny w świetle spektrum czynników typowych dla Niżu Polskiego (Turkowska 2006, 2012).

LOKALIZACJA OBSZARU BADAŃ

Pagór w Mąkolicach (236,2 m n.p.m.; $\gamma = 51^{\circ}23'08''N$; $\lambda = 19^{\circ}30'47''E$; X = 391123.53; Y = 535693.93 – źródło: www.geoportal.gov.pl) jest położony na Wysoczyźnie Bełchatowskiej w połowie drogi między Piotrkowem Trybunalskim a Bełchatowem. Ze stoków pagóra i jego szczytu rozciąga się panorama na płaską Równinę Piotrkowską i urozmaiconą krajobrazowo Wysoczyznę Bełchatowską wraz z kompleksem PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A. „Bełchatów”. Na wschodnim stoku wiedzie droga lokalna, łącząca Woźniki i Bogdanów z drogą S8 (Piotrków-Wrocław). Wzdłuż osi morfologicznej analizowanej formy przebiega dział wodny pierwszego rzędu dzielący dorzecze Wisły i Odry. U podnóża formy, na północnym wschodzie bierze początek Bogdanówka, lewobrzeżny dopływ Luciąży (dorzecze Wisły). Na zachodzie występują źródłowe odcinki dopływów Grabi i Rakówki, należących do dorzecza Odry.

Pod względem geologicznym pagór położony jest w południowej części niecki łódzkiej, na antyklinie Bełchatowa. W podłożu, na linii NNW–SSE rysuje się uskoki tektoniczny założony pod koniec kredy (Ziomek 1986). Rzędne stropu osadów mezozoicznych sięgają 180–190 m n.p.m. (Ziomek 1986). Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi zaledwie 20–40 m.

Na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Piotrków Trybunalski (Ziomek 1982) pagór w Mąkolicach określono jako kem, który powstał w wyniku deglacjacji arealnej podczas stadiału mazowiecko-podlaskiego (warty), a jego partie wschodnie zaznaczono jako pagór czołowomorenowy. Koncepcja ta jest zgodna z wcześniejszymi opracowaniami (Baraniecka 1971; Klatkova 1972) oraz była powtarzana później (Krzemiński 1988, 1989, 1997; Rdzany 2009).

Na podstawie literatury przedmiotu pagór w Mąkolicach położony jest w obrębie lobu południowowielkopolskiego (Krzemiński 1997), w strefie brzeżnej lobu Widawki łądolodu warciań-

skiego (Baraniecka 1971; Klatkova 1972; Krzemiński 1988, 1989, 1997; Rdzany 2009), w strefie działoszyńskiej (Krzemiński 1997; Rdzany 2009), na zapleczu subfazy Dobrzynki, w strefie złoczewsko-szczercowskiej (Rdzany 2009). Według Baranieckiej (1971) forma w Mąkolicach leży w I, zewnętrznym ciągu z wyróżnionych pięciu ciągów form glacialnych, głównie kemów. Według klasyfikacji kemów regionu łódzkiego dokonanej przez Klatkową (1972) pagór w Mąkolicach można określić jako kem typu Ostrowa, położonego 7 km na NE od Mąkolic (forma szczelinowa typu kemowego z wyciśniętym jądrem).

W świetle koncepcji hipotezy Turkowskiej (2006) forma leży w strefie konfluencji lobów – zachodniego (Widawki) i wschodniego (Rawki, Pilicy i Luciąży) (rys. 1) określonych jako III grupa warciańskich form akumulacji glacialnej, ciągnących się między Tuszynem na północy a Radomskiem na południu w regionie łódzkim.

Jest to strefa występowania dużej liczby form lodowo-morenowych, co podkreślają również inni autorzy (Klatkova 1972; Krzemiński 1988, 1997; Turkowska 2006; Rdzany 2009). Według Rdzanego (2009) akumulacja stożków odbywała się intensywnie na płatach martwego lodu, o czym świadczą deformacje typowe dla szybkiego osiadania. Są zbudowane z serii glaci-fluwialnych, gdzie przeważają piaski, gliny i żwiry i sporadycznie mułki. Materiał jest warstwowany, źle wysortowany, a w strefach brzeżnych występują pęknięcia i uskoki typu *ice-contact*. Goździk i Krysiak (2009) upatrują np. w brzeżnych częściach kemów, a konkretnie w plateau Czubatej Góry (15–20 km na SW od Mąkolic) diapirów, uskoków normalnych i odwróconych w osadach warciańskich, określając je mianem deformacji typu *ice-contact slope*, które powstały w wyniku zaniku podparcia lodowego.

Pagóry glacialne otoczone są równinami moreny dennej, gdzie miąższość gliny oceniono na 5 m. Na wzniesieniach glina nie występuje lub

osiąga maksymalną miąższość 1 m (Rdzany 2009). Po zewnętrznej stronie wypukłych form glacialnych występuje sieć szerokich, łagodnych obniżeń, miejscami obniżeń wytopiskowych o charakterze kotlin i dolin, które tworzą południkowy system dolin proglacialnych lub marginalnych (Krzemiński 1988, 1989, 1997). Do nich należy dolina Bogdanowa, nawiązująca do doliny Luciąży (Ziomek 1986; Krzemiński 1997; Wachecka-Kotkowska 2004).

Pagór opisany w niniejszym artykule, według Rdzanego (2009) w Piekarach (wieś oddalona 1 km na N od Mąkolic), zbudowany jest z osadów złożonych w niewielkim zbiorniku położonym w obniżeniu powierzchni sandrowej z cza-

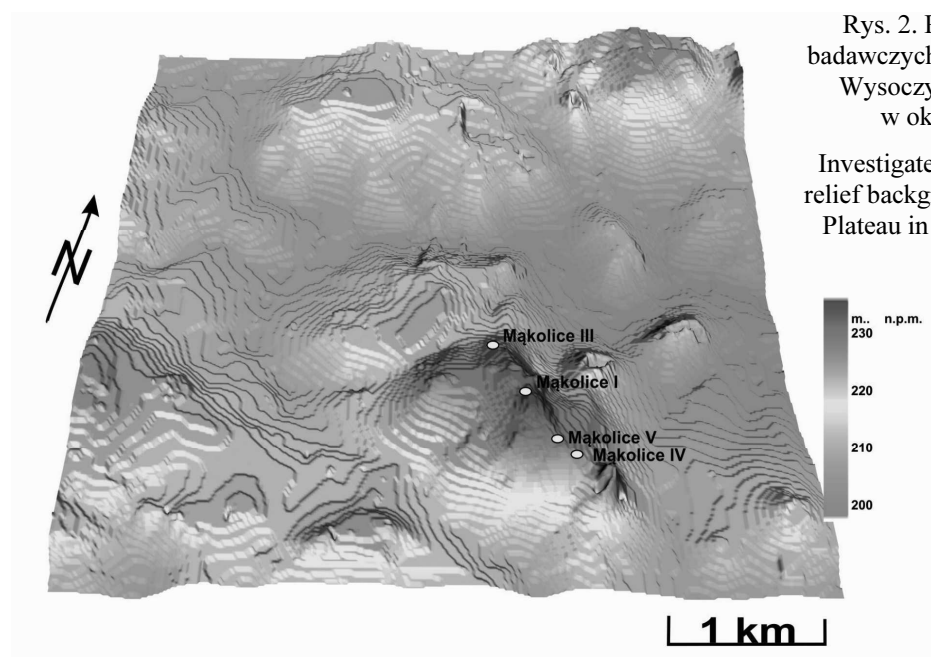
sów transgresji lądolodu warty, z masywnych piasków z mułkami i mułków ilastych, ściętych erozyjnie przez glinę lodowcową i piaski fluwio-glacialne z okresu deglacjacji. Masywny charakter osadów Rdzany (2009) tłumaczy resuspensją osadów dennych wywołaną przez gwałtowne zafalowania (icebergi) lub gruntujące czoło lądolodu. Autor opisuje jedynie warciański etap glacialny, diagnozując genezę osadów – nie odnosi się do uwarunkowań podłoża, ani do innych serii osadowych. Na podstawie przytoczonych faktów i niepełnej, względnie niejednoznacznej genezy formy, zdecydowano o ponownej, tym razem kompleksowej, analizie budujących ją osadów.

CECHY MORFOMETRYCZNE FORMY

W okolicach Mąkolic różnice wysokości dochodzą do 35 m, przy średniej względnej wysokości wynoszącej około 15–20 m (rys. 2). Pagór w Mąkolicach ma wysokość względną przeszło 20 m. Kulminacja sięga 236,2 m n.p.m., a na wysokości 230,1 m n.p.m. występuje drugi wierzchołek, oddzielony od szczytu 6-metrowym obniżeniem (rys. 3C). Forma ma 3–3,5 km długości, 2 km szerokości i prawie owalny kształt. Oś morfologiczna przebiega z NNW–SSE na NW–SE. Stoki mają kształt wypukłowlęśły. Stok wschodni jest krótszy i bardziej jednorodny, a zachodni – dłuższy, o zróżnicowa-

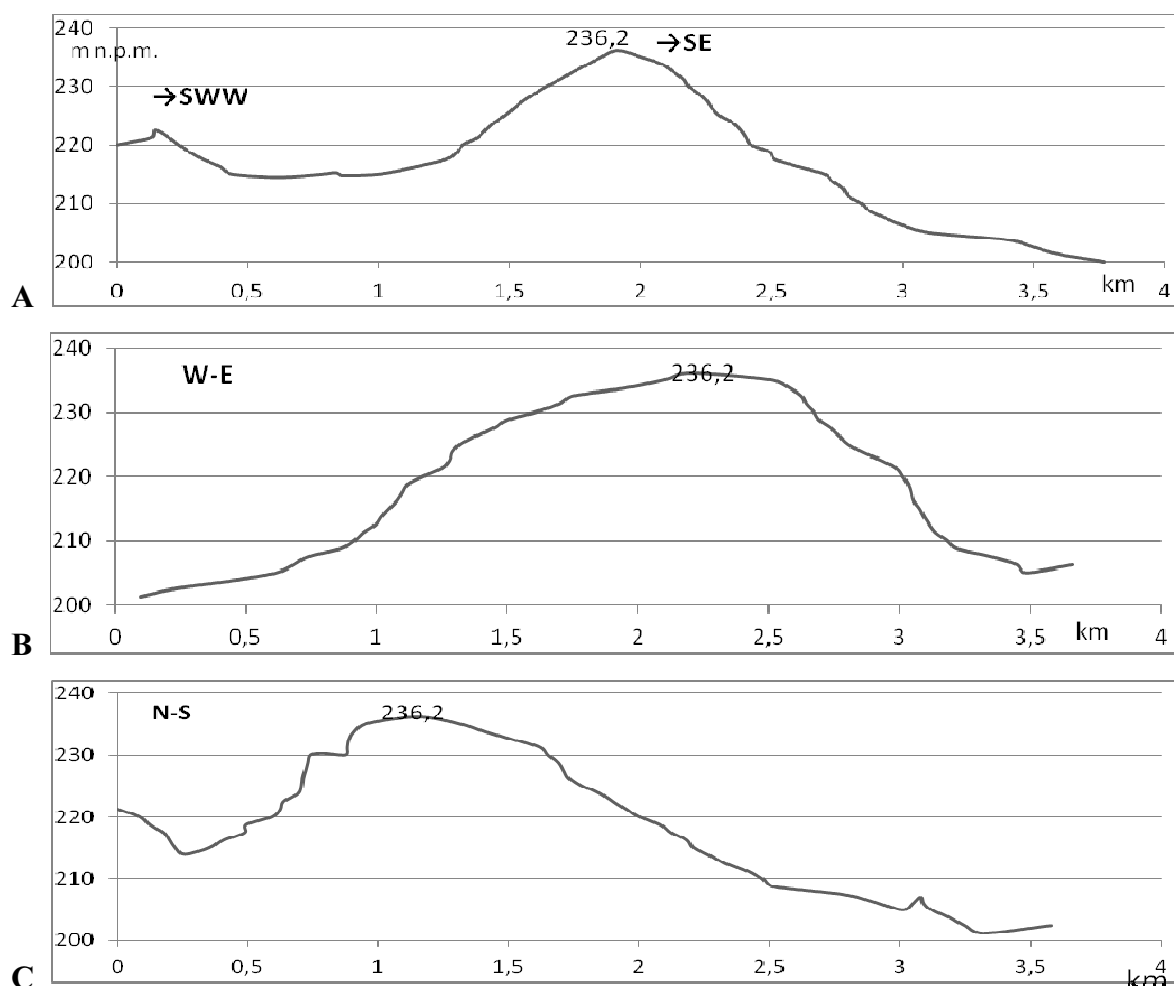
nym nachyleniu (rys. 3B). Na wysokościach 210, 215 i 220 m n.p.m. obserwuje się załamania i spłaszczenia stoku o szerokości 100–300 m (rys. 3A), które mają odzwierciedlenie w budowie wewnętrznej.

Na południowym stoku, u podnóża formy, nałożona jest mała wydma o wysokości 3 m (205–208 m n.p.m., rys. 3C). Pagór otaczają doliny (np. tzw. dolina Bogdanowa), w których można wyróżnić kilka poziomów (rys. 2A) interpretowanych jako poziomy odpływu marginalnego, terasy kemowe oraz dna holoceniskie (Ziomek 1982, 1986; Krzemiński 1997).



Rys. 2. Położenie stanowisk badawczych na tle rzeźby wycinka Wysoczyzny Bełchatowskiej w okolicach Mąkolic

Investigated sites location on the relief background of the Bełchatów Plateau in the Mąkolic vicinity



Rys. 3. Profile hipsometryczne pagórka w Mąkolicach

A – wzdłuż osi morfologicznej; B – równoleżnikowy przechodzący przez szczyt;
C – południkowy przechodzący przez kulminację

Hypsometric profiles across the Mąkolice Hill

A – along morphological axis; B – N-E along peak; C – W-E along peak

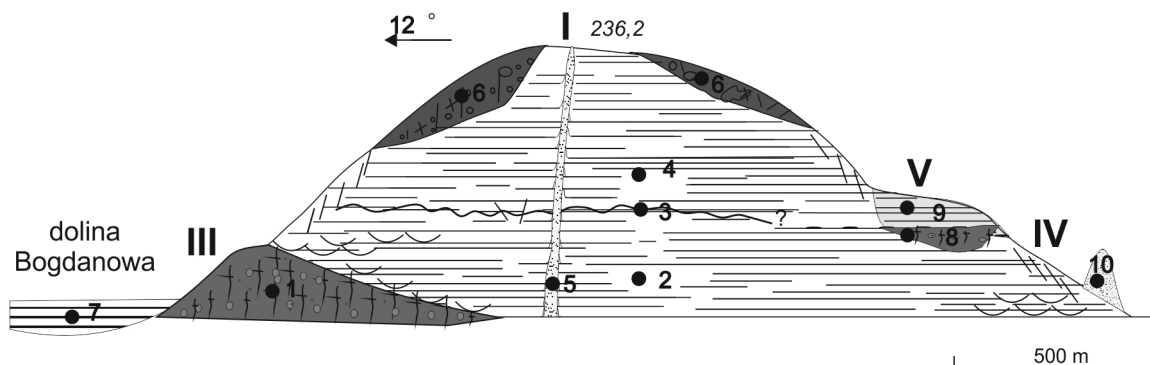
BUDOWA WEWNĘTRZNA FORMY, CECHY STRUKTURALNE I TEKSTURALNE

Rysunek 4 przedstawia złożoną budowę wewnętrzną pagóra, ustaloną w trakcie badań w latach 2005–2011. Dolny człon stanowi brązowa glina zwałowa (**litokompleks 1**, seria 1). Jest to diamikton o strukturze masywnej *DMm* i miąższości 2–5 m. Osad ten występuje jedynie w bazalnej, północnej części pagórka (Mąkolice III). Tworzy ona na północnym stoku spłaszczenie na wysokości 220 m n.p.m. Jak pokazały badania ułożenia osi dłuższej gładzików, transport lodowy odbywał się z kierunków NW (330 °) i NE (45 °).

Próbka eratyków pobrana z zalegającej tuż pod głębą gliny w Mąkolicach III charakteryzuje się stosunkowo niskim stopniem zwietrzenia,

dzięki czemu nie doszło w niej do redukcji udziału skał węglanowych oraz krystalicznych bogatych w biotyt. Odzwierciedla zatem proporcje eratyków zbliżone do występujących w świeżo złożonym osadzie.

Skały fennoskandzkie stanowią 87,70 % ogólnej liczby gładzików. Wśród nich przeważają skały krystaliczne (58,67 % ogółu skał fennoskandzkich). Na skały osadowe (41,33 %) składają się głównie wapień 28,66 % i piaskowce 12,05 %. Udział dolomitów ma charakter śladowy, co podkreśla zachodniofennoskandzki charakter próbki, wyrażony także dużym udziałem skał krystalicznych.



Rys. 4. Schemat budowy geologicznej pagóra w Mąkolicach i jego północnego otoczenia

numery serii objaśnione w tekście; numery stanowisk (I-V) jak na rys. 2

Geological scheme of the Mąkolice Hill and its northern vicinity

numbers of series are explained in the text; site numbers (I-V) as in Fig. 2

Na skały lokalne pozostaje 12,30 % całkowitej liczby ziaren. Najlicniejszą grupę stanowią krzemienie i czerty (prawie 11 %), ale zaznaczyć należy, że mogą one w jakiejś części pochodzić również z bardziej odległych wychodni, np. na dnie Bałtyku. Na pozostałe skały lokalne przypada niewiele ponad 1 % głązików w próbce.

Spośród 477 głązików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 52 eratyki przewodnie, czyli 10,90 %. Całkowita liczba skał przewodnich i wskaźnikowych (liczba skał osadowych została zmniejszona dziesięciokrotnie dla uniknięcia zdominowania obrazu przez posiadające bardzo duże wychodnie, a stąd bardzo liczne w osadach glacialnych wapienie, dolomity i niektóre piaskowce) wyniosła 73 ziarna, czyli 8,98 % całkowitej liczby skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków przewodnich i wskaźnikowych zaznacza się dominacja zespołu dalarnieńskiego przy dość wysokim udziale skał ze Småland. Skały alandzkie występują w nieznacznej liczbie, w przeciwieństwie do typowych zespołów warciańskich Polski środkowej, gdzie zawsze stanowią one najważniejszy identyfikowalny składnik frakcji grubożwirowej w glinach. Stosunkowo niski jest również udział skał bałtyckich i środkowoszwedzkich (Uppland). Takie spektrum głązowe na podstawie badań w odkrywcę KWB „Bełchatów” było dotychczas uznawane za typowe dla glin odrzańskich Polski Środkowej (Czubła 2001).

W świetle nowych badań pozycja stratygraficzna glin z Bełchatowa, uważanych dotychczas za odrzańskie, stanęła pod dużym znakiem zapytania (Balwierz i in. 2006, 2008). Najprawdopodobniej są one starsze od interglacjału mazowieckiego (*Mazovian*) i należałoby je przypisać do kompleksu zlodowaceń południowopolskich (*Sanian II?*). Wprowadzenie zmian

w stratygrafii i nazewnictwie kompleksu środkowopolskiego (Lindner 2005; Ber i in. 2007; Marks 2011; Lindner, Marks 2012) również skłania do rewizji dotychczasowych poglądów. W odniesieniu do nich większość glin opisywanych w Polsce środkowej jako warciańskie winna być opisywana jako odrzańskie, zaś osady określone dotychczas jako odrzańskie należałoby przypisać do starszych nasunięć glacialnych.

Bardzo wysoki udział skał dalarnieńskich w próbce nie da się wytłumaczyć eliminacją bardziej podatnych na wietrzenie skał z innych regionów, ponieważ stopień zwietrzenia analizowanej gliny, jak już podkreślono jest stosunkowo mały. W niezbyt odległych Masłowicach skał dalarnieńskich prawie nie ma – nie stwierdzono nawet pospolitych i łatwo rozpoznawalnych porfirów Bredvad, mimo dość znaczącego zwietrzenia tamtejszych glin, co powinno wpłynąć na wyeksponowanie odpornych skał z Dalarny.

Teoretyczny ośrodek głązowy wyznaczony dla gliny w Mąkolicach ma współrzędne geograficzne 15,37 E i 59,12 N, czyli jest położony na zachód od TGZ (teoretyczne centrum głązowe) glin odrzańskich/warciańskich odkrywki bełchatowskiej i innych stanowisk Polski środkowej (np. Czubła 2001). Jest to lokalizacja bardzo zbliżona do TGZ najmłodszego pokładu glin, leżących poniżej osadów interglacjału mazowieckiego w odkrywcę KWB Bełchatów. W świetle cytowanych wcześniej opracowań i konieczności modyfikacji stratygrafii osadów plejstocenских, należy przypuszczać, że należą do zlodowacenia san II.

Przy okazji analizy próbek eratyków wyliczono również wskaźniki petrograficzne standardowo wykorzystywane przy sporządzaniu Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Współczynniki petrograficzne wynio-

sły O/K 0,704; K/W 2,030 i A/B 0,409. Ich wartość porównawcza nie jest jednak wielka ze względu na odmienną od standardowej frakcję. Wskaźniki te wylicza się dla frakcji 5–10 mm, ale w tym wypadku do dyspozycji były tylko ziarna o rozmiarach przekraczających 20 mm.

Pozycja gliny w odkrywcze Mąkolice III w stosunku do powierzchni erozyjnej i poziomu wietrzeniowego oraz pokładu gliny w Mąkolicach I potwierdza wniosek o starszym niż odrzański wieku tego osadu. Występowanie gliny południowopolskiej w dolnej części pagórka, którego ostateczna forma ukształtowana została głównie w wyniku sedymentacji odrzańsko-warciańskiej i późniejszych procesów erozyjnych, dowodzi wieloetapowej genezy tej formy rzeźby.

W stanowisku Mąkolice III w tej samej brązowej glinie zwałowej dokonano również oznaczeń anizotropii podatności magnetycznej. Z powodu skromnych rozmiarów odsłonięcia nie ma pewności, jak zalega ta warstwa oraz czy przebadany fragment nie stanowi porwaka. Ze względu na dużą zawartość minerałów ferromagnetycznych

w badanej glinie ma ona wysoką średnią podatność magnetyczną ($\kappa_{sr} = 207,25 \times 10^{-6}$ SI), zaś średni stopień anizotropii podatności magnetycznej P_j zbioru 10 pobranych próbek wynosi 4,4 % (tab. 1). W odróżnieniu od odsłonięcia w Borowej Górze – tu lineacja ($L_{sr} = 1,026$) przeważa nad foliacją ($F_{sr} = 1,016$), a ujemna wartość parametru kształtu elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej $T = -0,235$ świadczy o jej umiarkowanie wydłużonym kształcie. Kierunki osi maksymalnych podatności K_{max} są skupione wokół średniego kierunku: $D_{sr} = 251^\circ$, $I_{sr} = 5^\circ$, zaś kierunki osi pośredniej wartości podatności magnetycznej K_{int} mają średnią wartość: $D_{sr} = 160^\circ$, $I_{sr} = 12^\circ$ (tab. 1).

Można przypuszczać, że prawdopodobnie mamy tu do czynienia z przypadkiem preferencji anizotropii podatności magnetycznej zdominowanej przez obecność magnetytu w tej glinie, w ilości > 1 %, co warunkuje powstanie elipsoidy i struktury osadu typu wydłużonego, lecz o niskim stopniu anizotropii (Tarling, Hrouda 1993).

Tabela 1

Wyniki badania anizotropii podatności magnetycznej dla wybranych osadów budujących pagórki w Mąkolicach

Results of anisotropy of magnetic susceptibility investigation (parameters) for selected deposits building of the Mąkolice Hill

Stanowisko	Rodzaj osadu	Liczba próbek	Średnia podatność magnet.	Lineacja	Foliacja	Stopień anizotropii podatności magnet.	Parametr kształtu elipsoidy a.p.m.	Średnie kierunki osi elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej					
								dla κ_{max}		dla κ_{int}		dla κ_{min}	
		n	κ_{sr} [$\times 10^{-6}$ SI]	L	F	P_j	T	DEKL. [°]	INKL. [°]	DEKL. [°]	INKL. [°]	DEKL. [°]	INKL. [°]
Mąkolice III	gлина zwałowa	10	207,27	1,026	1,016	1,044	-0,235	251	5	160	12	5	77
Mąkolice V	gleba kopalna (piasek)	9	60,15	1,018	1,015	1,034	-0,087	341	33	220	38	98	35

Z uwagi na to, że z przeprowadzonego badania położenia długich osi gładzików w tej glinie wynika, że ich długie osie ustawiały się wzdłuż statystycznie wyznaczonego kierunku o deklinacji 305° można przypuszczać, że ten kierunek był zbliżony do kierunku prądu wody w osadzającej się glinie (tab. 1). Jeśli tak było, to uzyskany obraz położenia osi głównych w elipsoidzie podatności magnetycznej w próbkach gliny zwałowej ze stanowiska Mąkolice III można interpretować w dwóch wariantach.

W wariantcie pierwszym wzięto pod uwagę fakt, że w tym odsłonięciu kierunki pośredniej wartości podatności magnetycznej K_{int} są zgodne z kierunkiem transportu osadu, na co może

wskazywać też imbrakacja widoczna w położeniach osi minimalnych wartości podatności magnetycznej K_{min} . Kierunek średni położenia tej osi elipsoidy anizotropii ma deklinację: $D_{sr} = 5^\circ$ i inklinację $I_{sr} = 77^\circ$, ale kierunek wzdłuż którego „rozwleczone” są położenia poszczególnych wartości (K_{min}) i są zgodne z kierunkiem około 345° , czyli bliskim średniemu kierunkowi $340^\circ - 160^\circ$ (tab. 1) osi K_{int} elipsoidy anizotropii. Ta interpretacja nie uwzględnia możliwych, a nawet wysoce prawdopodobnych deformacji badanego pakietu starej, lecz plastycznej gliny zwałowej.

Wariant drugi dotyczy analizy średniego kierunku osi maksymalnej wartości podatności magnetycznej K_{max} elipsoidy anizotropii. Był on

pierwotnie zgodny z kierunkiem transportu, lecz w długiej historii tego pakietu, być może został przekreślony skutek działania sił neotektonicznych gliny zwałowej. Efekt taki mógł wystąpić na przykład poprzez działanie pary sił ściskających i wyciskających warstwę tej gliny, działających prostopadle do pierwotnego kierunku transportu. Dla bardzo drobnych cząstek minerałów magnetycznych obecnych w glinie i odpowiedzialnych za anizotropię jej podatności magnetycznej działanie tych sił mogło być wystarczające do przekreślenia kierunku osi K_{max} do jej obecnie zmierzonego położenia, natomiast zmiana kierunku ustawienia daleko większych głazików w glinie mogła zajść na daleko mniejszą skalę.

Badania anizotropii podatności magnetycznej mogą być wykorzystane do diagnozy kierunku transportu lodowego tylko pod warunkiem potwierdzenia położenia pakietu gliny *in situ*. W przypadku dolnej, bazalnej gliny z Mąkolic III nie stwierdzono tego jednoznacznie. Dlatego należy wziąć pod uwagę obydwa warianty diagnozy dotyczące kierunku.

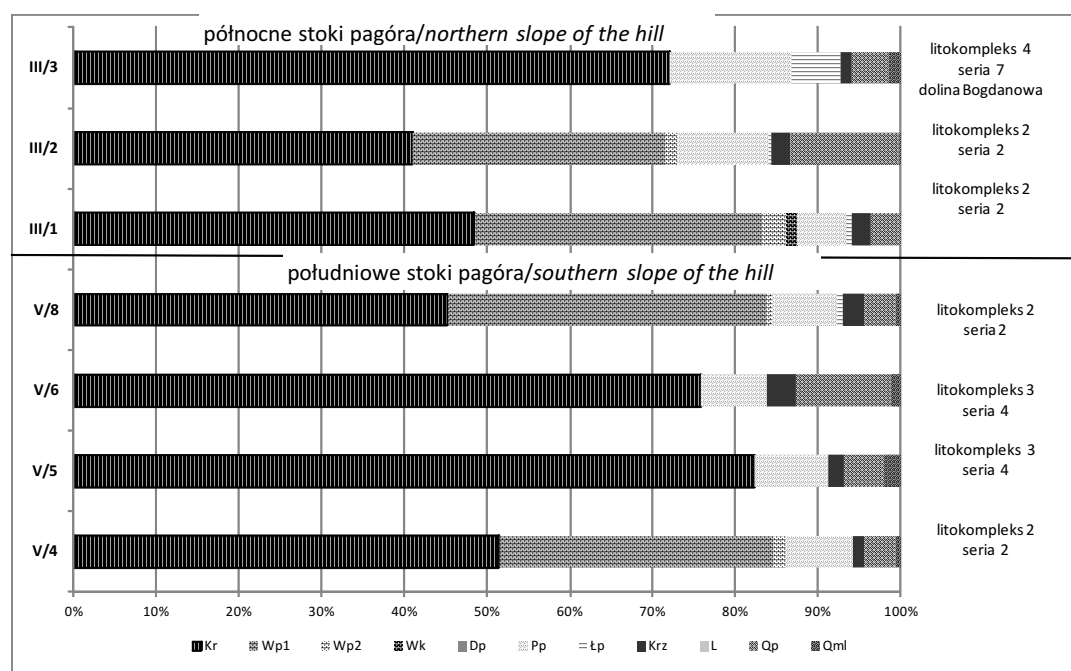
Gлина dolna, brązowa jest erozyjnie rozcięta. Serię rozpoczynają żwiry ($Mz = 0-1$ Phi) niewysortowane ($\delta_1 = 1,2$), wzbogacone w węglan wapnia (do 21 %) i dość dobrze obrobione (51 % ziaren okrągłych matowych RM i 21 % ziaren zaokrąglonych błyszczących EL). Żwiry te mają strukturę masywną (*Gm*, *GSm*). Litogenetycznie jest to jest to pokrywa żwirowa (GS – żwirowe, górne płaskie dno). Na niej leżą różnoziarniste piaski i żwiry oraz serie piaszczysto-mułkowe dolnego kompleksu glacyfluwalnego (**litokompleks 2**, seria 2, Mąkolice I, III, IV, V). Miąższość serii waha się od 3 do 7 m (Mąkolice I). W serii 2 przeważają osady piaszczysto-mułkowe ($Mz = 1,7-2,85$ phi), dobrze wysortowane ($\delta_1 = 0,57-0,98$), o skośności oscylującej wokół zera ($Sk_1 = -0,15-0,18$). W tej serii osad charakteryzuje się zróżnicowaną, typową dla osadów glacyfluwalnych obróbką ziaren kwarcowych. Udział procentowy ziaren matowych okrągłych (RM) i zaokrąglonych błyszczących (EL) wahają się w profilu między 15–40 % przy względnej równowadze ziaren pośrednich EM (30–40 %). 1–3 % stanowią ziarna pęknięte (C), nie zaobserwowano ziaren nieobrobionych (NU). Zawartość węglanu wapnia wynosi 2–8,5 %. Pod względem strukturalnym osady piaszczysto-mułkowe reprezentują litofacje *Sh*, *SFh* (piaski i mułki piaszczyste o laminacji poziomej) oraz *Sr* (piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej), które powstały jako pokrywy piaszczyste (SU) oraz piaszczyste formy dna (SB) w warunkach słabych przepływów.

W brzeźnych partiach pagóra obserwowane są litofacje korytowe *St* (rynnowe warstwowanie przekątne) i *Sl* (małokątowe warstwowanie przekątne), które powstawały w środowisku korytowym o dość dużej dynamice przepływu. Litogenetycznie odpowiadają strukturalnym kanałowym (SP – wypełnienie z rozmycia).

Cechy petrograficzne osadów dolnego poziomu glacyfluwalnego zostały na przedstawione rysunku 5 i tabeli 2. W serii dolnej skały krystaliczne stanowią 40–51 %, około 35 % (30–38,5 %) szare wapienie paleozoiczne, kilka procent wapieni paleozoicznych czerwonych (0,6–1,45 %) oraz sporadycznie 0–1 % (0,27–1,4 %) łupki paleozoiczne. Ostatnie trzy grupy petrograficzne pochodzą z niecki środkowego Bałtyku. W kompleksie dolnym występują także piaskowce (około 7–10 %), krzemienie (1,5–3,7 %) oraz kwarcze (1,2–13,08 %). Kompleks dolny prawdopodobnie należy wiązać z pierwszym etapem deglacjacji lądolodu środkowopolskiego odry, ze stadiau maksymalnego.

Na serii 2, na głębokości 8–10 m, występuje horyzontalnie ułożony poziom wietrzeniowy (?), z wyraźnymi nagromadzeniami wytrąceń żelazistych w piaskach drobnoziarnistych ($Mz = 2,3$ phi), dobrze wysortowanych ($\delta_1 = 0,53$), dodatkowo skośnych, o laminacji horyzontalnej *Sh*. W piaskach tych widoczny jest poziom wymycia (seria 3), co udokumentowano dużym spadkiem zawartości węglanu wapnia w osadzie do z 5 do 0,2 %. Kolejnym dowodem rozdzielenia osadów kompleksu glacyfluwalnego na górny i dolny jest wynik analizy morfoskopowej. W obrębie poziomu wietrzeniowego zawartość ziaren okrągłych matowych RM spada z 40 % do wartości 28 %, a wzrasta udział procentowy ziaren zaokrąglonych błyszczących EL z 20 % do 40 %. Poziom ten jest pocięty postsedymentalnie mikrouskokami normalnymi o zrzucie 3–5 cm.

Górny kompleks glacyfluwalny (**litokompleks 3**) rozpoczyna się sedymentalnie osadami piaszczysto-mułkowymi ($Mz = 1,5-2$ phi), nieco gorzej wysortowanymi niż w kompleksie niżej leżącym ($\delta_1 = 0,6-1,4$) i lekko ujemnej skośności ($Sk_1 = -0,02-0,005$). Zawartość węglanu wapnia jest zróżnicowana i wynosi 2–18 %. Podobnie jak w kompleksie dolnym występuje zróżnicowanie różnych typów ziaren, ale względna ich równowaga, bez wyraźnej dominacji któregoś typu (30–50 % RM; 25–45 % EM; 20–30 % EL).



Rys. 5. Cechy petrograficzne osadów glacyfluwialnych budujących pagórek w Mąkolicach
objaśnienia serii na rys. 2 i 4 i tab. 2

Fig. 5. Petrographical features of glacial deposits building of the Mąkolice Hill
explanations in Figs 2, 4 and Tab. 2

Tabela 2

Stanowiska Mąkolice III i V. Typy petrograficzne skał stosowane w analizach petrograficznych żwirów średnioziarnistych i gruboziarnistych osadów glacialnych oraz ich symbole wg Górskiej-Zabielskiej (2008, 2010)

Mąkolice III and V sites. Types of rocks used in petrographical analyses of medium and coarse gravels of the glacial deposits and their symbols after Górską-Zabielska (2008, 2010)

Typ petrograficzny skał	Symbol	Mąkolice III			Mąkolice V			
		(III/1)	(III/2)	(III/3)	(V/4)	(V/5)	(V/6)	(V/8)
skały krystaliczne	Kr	48,50	40,99	72,05	51,47	82,35	75,81	45,22
wapienie szare (dolnopaleozoiczne)	Wp1	34,73	30,52	0	33,08	0	0	38,54
wapienie czerwone (dolnopaleozoiczne)	Wp2	2,99	1,45	0	1,47	0	0	0,64
wapienie białe (mezozoiczne)	Wk	1,20	0	0	0	0	0	0,00
dolomity	Dp	0,00	0	0	0	0	0	0,00
piaskowce	Pp	5,99	11,04	14,7	8,08	8,82	7,98	7,96
łupki paleozoiczne	Łp	0,60	0,29	5,88	0	0,00	0	0,64
krzemienie	Krz	2,40	2,32	1,47	1,47	1,96	3,49	2,55
ilidyty	L	0,00	0	0	0	0,00	0	0,00
kwarcie	Qp	3,59	13,08	4,41	3,67	4,90	11,47	3,82
kwarcie mleczne	Qml	0,00	0,29	1,47	0,73	1,96	1,24	0,64

Górny człon osadów reprezentuje facje pozakorytowe *Sh*, *SFh* w części centralnej (seria 4, pokrywa piaszczysta – SU) i korytowe *Sr*, *St*, *Sp* – piaszczyste formy dna (SB) w częściach brzeżnych. Strukturalnie podobny jest on do litokompleksu 2. Na stokach pagóra widoczne są lokalne granice erozyjne *Sm*, *SGm* i wypełnienia rynien średniej skali *St*. Są to osady o dużym zróżnicowaniu granulometrycznym ($Mz = 0-1 \text{ phi}$), słabo wysortowane ($\delta_1 > 1$), ujemnie skośne $Sk_1 = -0,12$) i niskiej zawartości węglanu wapnia (2–5 %).

Na obrzeżach formy, w górnym kompleksie glaciofluwialnym zarejestrowano liczne struktury deformacyjne – uskoki typu *ice-contact*, *ice-contact slope* i fleksury przyuskokowe. Podobne struktury znaleźli i opisali Goździk i Krysiak (2009) dla niedalekiej Czubatej Góry, wskazując na pochodzenie nie glacitektoniczne, ale interpretując je jako statecznościowe na stoku formy, z braku podparcia ścian lodowych. Litokompleksy 2 i 3 zostały zaburzone i przecięte wertykalnie łuską glacitektoniczną zbudowaną z osadów drobnoziarnistych o szerokości kilku metrów (seria 5, Mąkolice I).

Jak pokazały wyniki obecnych badań petrograficznych (rys. 5, tab. 2) dolna część osadów fluwioglacjalnych (litokompleks 2, Mąkolice III, V) ma inne spektrum niż górna ich część (litokompleks 3, Mąkolice III, V). W stanowisku Piekary Krzemiński i in. (1993) dokonali analizy petrograficznej osadów fluwioglacjalnych we frakcji 10–64 mm dla serii głównej, górnej. Ocenili oni, że 74,8 % populacji żwirów gruboziarnistych stanowił materiał skandynawski, 24,2 % to materiał lokalny, a 1 % – kwarcy. Prawdopodobnie powyższe badania zostały przeprowadzone w obecnym stanowisku Mąkolice II (stok wschodni), dziś już nieczynnej żwirowni. Dwadzieścia lat po tych badaniach w stanowisku Mąkolice V (stok południowy) pobrano jedną próbkę osadów fluwioglacjalnych frakcji 20–60 mm i 6 próbek frakcji 4–10 mm (Mąkolice III – stok północny, Mąkolice V) (rys. 5, tab. 2). W pierwszym przypadku spośród 304 klastów w próbce sklasyfikowano aż 214 (70,39 %) skał krystalicznych, 18,75 % piaskowców i aż 10,85 % krzemieni. Eratyki przewodnie stanowią 13 % wszystkich badanych skał. Wyliczono także współrzędne TGZ, które dla serii fluwioglacjalnej w Mąkolicach V wynosi 16,6° E; 58,2° N. Prawdopodobnie jest to seria pochodząca ze stadiału głównego zlodowacenia środkowopolskiego odry (Lindner, Marks 2012).

W górnej części, warciańskiej, we frakcji 4–10 mm żwirów glaciofluwialnych dominują skały krystaliczne (powyżej 70 %, maksymalnie 82,5 %). Drugą grupę stanowią piaskowce (około 8 %) i kwarcy (4,9–11,5 %), w tym kwarcy mleczne 0,7–1,96 % (rys. 5, tab. 2).

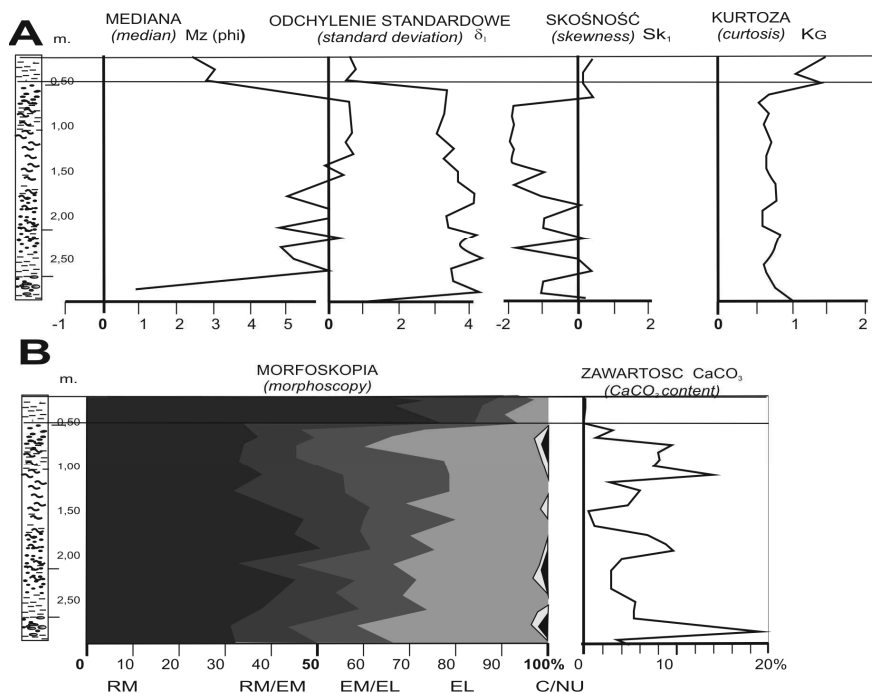
Całość kompleksu glaciofluwialnego przykrywa płatowo brązowa górna glina (**litokompleks 3**, seria 6: $Mz = 2,3 \text{ phi}$; $\delta_1 = 0,89$; $Sk_1 = -0,05$). Zawartość węglanu wapnia jest tu niska i wynosi 0–2 %. Udział procentowy poszczególnych typów ziaren kwarcowych pokazuje względną równowagę pomiędzy nimi (38 % RM, 32 % EM i 30 % EL). Opisująca glina górna to diamikton piaszczysty i żwirowy o strukturze masywnej *DSm/DGm* i zwartym szkieletie ziarnowym. Głina ta ma o charakter wytopnieniowy i występuje głównie na stoku zachodnim (rys. 4).

Kompleks środkowopolski kończy seria osadów fluwioglacjalnych, zbudowanych z różnoziarnistych piasków *Sh*, *SGh*, *St*, występujących na obrzeżeniach pagóra (**litokompleks 4**, seria 7, Mąkolice III), budujących poziomy marginalne i/lub terasy kemowe doliny Bogdanówki (rys. 5). W serii 7 litokompleksu 4, w stanowisku Mąkolice III 3 pobrano próbkę do analiz petrograficznych z brzeżnej części doliny odpływu marginalnego. Wyniki okazały się ciekawe. Spektrum petrograficzne wydaje się być podobne do warciańskiego górnego litokompleksu glaciofluwialnego. Obok skał krystalicznych (72,5 %), piaskowców (14 %), kwarców (5,5 %) i krzemieni (1,47 %) występują łupki paleozoiczne niecki środkowego Bałtyku – aż 5,88 % (tab. 2). To z jednej strony potwierdza, że odpływ wód podczas deglacjacji lądolodu warciańskiego odbywał się doliną Bogdanowa (Krzemiński 1997). Z drugiej strony wskazuje na kierunek bardziej wschodni dostawy materiału, z południowej Skandynawii, i może świadczyć pośrednio o transfluencji łobów wschodniego (Rawki, Pilicy i Luciąży) oraz zachodniego (Widawki). Obecność skał paleozoicznych, a zwłaszcza łupków (rys. 5, Mąkolice III/3), w osadach glaciofluwialnych to potwierdza.

W południowej części pagóra, na podobnej wysokości co poziom wietrzeniowy (222–225 m n.p.m.), dolny poziom glaciofluwialny przykryty jest cienką, dwumetrową pokrywą szarego mułu (rys. 6; $Mz = 2,8-6,2 \text{ phi}$), niewysortowanego ($\delta_1 = 2-4,2$), o silnie ujemnej skośności ($Sk_1 = -2-0,001$). Zawartość węglanu wapnia jest tu bardzo zróżnicowana. W spągu zaczyna się od wartości 20 %, oscyluje wokół 6–10 % i kończy się w stropie wartością 2 %. Udział procentowy

poszczególnych typów ziaren kwarcowych pokazuje zróżnicowanie, ale z przewagą ziaren RM (32–48 % RM, 22–42 % EL). Opisany osad ma charakter diamiktonu Dm_1 (**litokompleks 5**, seria 8, Mąkolice V; rys. 6), złożonego z szarych, masywnych mułków Fm z domieszką ziaren żwiru Gm o strukturze masywnej lub kostkowej o rozproszonym szkielecie ziarnowym

z małą zawartością żwirów (< 15 %). Na nim lokalnie wykształciła się gleba kopalna i dwa poziomy piasku z detrytusem roślinnym (kontakt serii 8/9). Badania palinologiczne wykonane dla tej gleby wykazały brak pyłku roślin zielnych, oznaczono jedynie pojedyncze ziarna pyłków mchów.



Rys. 6. Cechy osadów budujących południowy stok pagórka w Mąkolicach (stanowisko Mąkolice V)

A, B – cechy teksturalne

Selected features of deposits forming the southern slope of the Mąkolice Hill (Mąkolice V site)

A, B – textural properties

W stanowisku Mąkolice V pobrano 10 próbek gleby kopalnej o nieustalonym wieku (tab. 1). Te mułowe utwory charakteryzują się najniższymi wartościami podatności magnetycznej wśród wszystkich dotąd pomierzonych skał czwartorzędowych z kilkunastu stanowisk w regionie łódzkim, w których zbadano anizotropię podatności magnetycznej w regionie łódzkim. Średnia wartość podatności magnetycznej z 9 próbek, które po selekcji zostały wybrane do opracowania wyniosła tylko $60,15 \times 10^{-6}$ SI, ich średnie wartości lineacji i foliacji są prawie sobie równe ($L_{sr} = 1,018$; $F_{sr} = 1,015$), a stopień anizotropii podatności magnetycznej (PJ_{sr}) wynosi zaledwie 3,4 % (tab. 1). Także parametr kształtu elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej $T = -0,087$ wskazuje na bardzo słabą anizotropię podatności, gdyż elipsoida mało odbiega od kształtu kulistego, będąc bryłą minimalnie wydłużoną. Główne osie tej elipsoidy są określone z mocno roz-

rzucanych kierunków (K_{max} , K_{int} , K_{min}) i zmierzonych dla wstępnie wyselekcjonowanych 9 próbek. Ten zbiór próbek ma charakterystycznie rozrzuconą wachlarzowo foliację osi (K_{min}) i z niską inklinacją $I_{sr} = 35^\circ$. Dla kilku próbek kierunki położenia maksymalnych wartości podatności K_{max} grupują się wokół średniego kierunku $D = 341^\circ$, $I = 33^\circ$, co może świadczyć o kierunku transportu piaszczystego osadu, z którego powstawała badana gleba kopalna, generalnie z północnego zachodu na południowy wschód. Jednak zarówno bardzo niskie wartości podatności magnetycznej, jak i mała liczba próbek o anizotropii podatności > 2–3 % nie skłania do ponownienia bardziej szczegółowego zbadania pod tym względem osadów stanowiska Mąkolice V (tab. 1).

Muły szare z glebą kopalną przykryte są młodszymi osadami (rys. 6; **litokompleks 5**, seria 9, Mąkolice V), piaszczystymi drobnoziar-

nistymi ($M_z = 2-2,2 \phi$). Są one dobrze wysortowane ($\delta_1 = 0,56$), dodatnio skośne ($Sk_1 = 0,25$). Zawartość węgla wapnia jest bardzo niska i wynosi do 1 %. Naczelną cechą tych osadów jest ich silna eolizacja. Udokumentowano wysoki udział zmatowionych ziaren kwarcowych RM (około 80 %).

Badania strukturalne potwierdzają powyższą uwagę, gdyż są to eoliczne piaski pokrywowe warstwowane horyzontalnie (AE), być

może plenivistuliańskie. Jak wspomniano, na południowym stoku pagórka występuje również wydma, która zbudowana z droбноziarnistego piasku (**litokompleks 6**, seria 10).

Najmłodszymi osadami występującymi w otoczeniu pagóra są osady piaszczyste z namulami rzecznyymi i z częściami organicznymi wypełniające holocenne dolinki dopływów Grabi, Rakówki i Bogdanówki.

PODSUMOWANIE

– Biorąc pod uwagę budowę geologiczną i tektonikę podłoża, pagór w Mąkolicach (Piekarach) jest położony na wyniesieniu stropu osadów niecki łódzkiej, na uskoku tektonicznym o przebiegu NNW–SSE, z którym częściowo pokrywa się oś morfologiczna formy. Miąższość osadów czwartorzędowych jest niewielka i wynosi około 30 m.

– W północnej części formy (Mąkolice III, seria 1), w spągu udokumentowano glinę zwałową brązową o miąższości kilku metrów, interpretowaną dotychczas jako glinę warciańską (patrz: Ziomek 1982). Jak wykazały badania petrograficzne i anizotropii podatności magnetycznej jest to osad starszy niż środkowopolski, prawdopodobnie pochodzący ze zlodowacenia san II, który podlegał naciskom ze stron W–E. W dnie żwirowni Mąkolice I położonej w partii szczytowej pagóra, na podstawie wywiadu ustalono prawdopodobieństwo obecności jądra zbudowanego z tej samej brązowej gliny.

– Kolejny etap rozwoju formy należy wiązać z kompleksem zlodowaceń środkowopolskich, ze stadiem maksymalnym zlodowacenia odry (Middle Polish Complex – Marks 2011; Lindner, Marks 2012). W trakcie tego epizodu glacialnego były akumulowane osady wodnolodowcowe, limniczne oraz glacialne. Powstały wtedy: glina zwałowa, mułki i ily zastoiskowe oraz piaski i żwiry dolne. Z tego okresu pochodzi prawdopodobnie dolna, o miąższości powyżej 4 m, część kompleksu glacialnego zbudowanego z osadów piaszczysto-żwirowo-mułkowych (seria 2). W stropie opisywanych osadów obserwować można poziom wietrzeniowy? (Mąkolice I, seria 3), pocięty mikrouskokami normalnymi.

– Wkroczenie lądolodu stadia warty zlodowacenia odry, doprowadziło do akumulacji m.in. piasków i żwirów wodnolodowcowych, mułków zastoiskowych górnych oraz miejscami

gliny zwałowej (serie 4-6). W centrum formy, górna część kompleksu glacialnego (seria 4) zalega zgodnie na osadach dolnego kompleksu glacialnego (Mąkolice I), a w partiach stokowych wypełnia erozyjne rozcięcia – na północy w glinie brązowej (seria 1) i na południu w serii piaszczysto-żwirowej dolnej (seria 2). Wymienione serie (w przewodzie piaszczysto-mułkowym w trzonie pagóra, a piaszczysto-żwirowe z wkładkami żwirów na obrzeżach formy) powstały podczas deglacjacji stadia warty. Stwierdzane w osadach deformacje (łuski, fleksury przyuskokowe, mikrouskoki, uskoki typu *ice-contact*, *ice-contact slope*) są śladami nierównomiernego nacisku płatów topniejącego lodu i braku podparcia ścian lodowych. Ciągłość serii glacialnych 2 i 4, została przerwana łuską glacialną (seria 5), dochodzącą od spągu do szczytu pagóra, widoczną w ścianie o wysokości kilkudziesięciu metrów, które mogą stanowić świadectwo naprężeń W–E. Całość miejscami przykrywa warciańska glina brązowa, obecna zwłaszcza na zachodnim stoku pagóra (Mąkolice I, seria 6).

– Postępującemu rozpadowi lądolodu towarzyszyło formowanie się odpływu wód roztopowych (faza kataglacjalna zlodowaceń środkowopolskich). Utworzyła się tzw. dolina Bogdanowa (Krzemiński 1988, 1997), a w niej powstał rozległy poziom odpływu glacialnego zbudowany z osadów piaszczysto-żwirowych (seria 7). Cokół nowoutworzonej formy był erozyjnie niszczonej przez wody lodowcowe. Pagór jest izolowaną formą o charakterze ostańcowym, otoczonym ze wszystkich stron dolinami, powstałymi podczas organizacji odpływu lodowcowego. Etap ten zapisany jest w osadach piaszczystych (seria 7) wypełniających dolinę Bogdanowa na północy pagóra (Mąkolice III), gdzie rozcięcie erozyjne dochodzi do najstarszej gliny brązowej (seria 1). W następnej kolejności tworzy-

ły się poziomy odpływu proglacialnego / marginalnego. Jak wskazują cechy petrograficzne osadów wypełniających dolinę Bogdanowa istnieje ich podobieństwo z cechami górnego kompleksu wodnolodowcowego. To wskazuje, że dolina ta ma założenia warciańskie. Nie ustalono wieku wypełnienia mułami szarymi (seria 8).

– W plenivistulianie powstawały serie deluwialne, stwierdzone w obniżeniach stoku (Mąkolice V). Procesy denudacyjne zmieniły zarys inicjalnej rzeźby glacialnej. Z tego okresu pochodzi również płaszcz kamienisty na głębokości 0–80 cm otulający stoki formy oraz pokrywa fluwioperyglacialna (np. Mąkolice V, seria 9) przykrywająca osady starsze na spłaszczeniach stoku. Kolejny retusz miał miejsce w późnym vistulianie, gdy na południowym stoku doszło do

usypiania małej, 3-metrowej wydmy zbudowanej z osadów piaszczystych (Mąkolice IV, seria 10).

– Ostatni etap to morfogeneza umiarkowana wraz z działalnością człowieka. W holocenie dna otaczających dolinek były nadbudowywane osadami piaszczystymi i namułami rzecznyymi z częściami organicznymi, nie zmieniając w istotny sposób rzeźby okolic pagóra. Duże zmiany powoduje natomiast w rejonie Mąkolic działalność człowieka. Ożywienie gospodarcze na początku XXI, związane z wykorzystaniem unijnych dotacji na infrastrukturę i na budowę tras szybkiego ruchu (S8) i autostrady (A1), wymusza większą eksploatację żwirów i piasków, a w wyrobiskach pozostałych po eksploatacji kruszywa naturalnego, zgodnie z normami UE, organizuje się wysypiska odpadów.

WNIOSKI

Analizowana forma, położona w strefie wododziałowej Wisły-Odry, jest przykładem pagóra poligenicznego, w którego rozwoju brały udział czynniki takie jak: struktura i tektonika podłoża, działalność lądolodów i wód lodowcowych, rzeczne, stokowe i eoliczne procesy polodowcowe oraz człowiek.

Wykonane badania geomorfologiczno-geologiczne wskazują, że główna część formy powstała podczas ostatniego etapu glacialnego (Middle Polish Complex, Late Saalian, MIS 6), ale interpretacje wiążące ją jedynie z lądolodem odry stadiału maksymalnego, a następnie ze stadiem warty byłyby niepełne. Główne serie powstawały w warciańskiej strefie interlobalnej – czołowomorenowej lub w strefie rozpadu brył

martwego lodu. Utworzona pierwotna forma glacialna – morena czołowa lub kem z wyciętym jądrem – stała się ostańcem erozyjnym u schyłku zlodowacenia odry stadiału warty i który dalej był poddawany innym procesom egzogenicznym podczas morfogenezy vistuliańskiej i umiarkowanej.

Badania w Mąkolicach są przedstawione jako studium przypadku (*case study*). Dotyczy on jednostkowego obiektu, w którym dokonano wszechstronnych badań geomorfologiczno-geologicznych, wskazując na dobry przykład poligenizacji rzeźby w Polsce Środkowej, potwierdzający i uszczegóławiający hipotezę Turkowskiej (2006).

Podziękowania

Autorzy dziękują Pani Profesor Krystynie Turkowskiej za dyskusje w terenie i uwagi dotyczące całokształtu artykułu oraz Pani Profesor Barbarze Manikowskiej za konsultacje dotyczące gleb i poziomów kopalnych w trakcie pobytu w stanowisku Mąkolice V.

Panu dr. Aleksandrowi Szmitowi z Zakładu Dynamiki Środowiska i Bioklimatologii WNG UŁ autorzy składają podziękowanie za pomoc przy konwersji danych ASCII do utworzenia cyfrowego modelu terenu (DTM) a dr. Jackowi

Forysiakowi z Katedry Geomorfologii i Paleogeografii WNG UŁ za wykonanie głębokich wierceń.

Do Pani Dr Małgorzaty Małkiewicz z Zakładu Paleobotaniki Instytutu Nauk Geologicznych Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego kierowane są wyrazy wdzięczności za wykonanie preparatyki i prób oznaczeń palinologicznych.

Prace badawcze finansowane były z grantu N N306 721140.

LITERATURA

- Albrecht J., 1995 – Moränstratigrafi och glacial dynamic i NO Tyskland under Weichsel. Problemanalys. Dept. Of Quart. Geol., Lund University: 24 ss.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B., 2006 – Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjalu mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, 54(1), 61-67.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B., 2008 – Geneza misy jeziornej i warunki środowiskowe akumulacji limniczno-bagiennej w interglacjale mazowieckim w rowie Kleszczowa (środkowa Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 428: 3-22.
- Baraniecka M.D., 1971 – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiau mazowieckopodlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 11-36.
- Ber A., Lindner L., Marks L. 2007 – Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, 55(2): 115-118.
- Böse M., 1979 – Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. *Berliner Geogr. Abhandlungen*, 28: 43 ss.
- Böse M., 1989 – Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. *Berliner Geogr. Abhandlungen*, 51, 114 ss.
- Cailleux A., 1942 – Les action éoliennes periglaciaires en Europe. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 46: 176 ss.
- Cepek A.G., 1967 – Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Ser. A*, 12(3/4): 375-404.
- Cepek A.G., 1969 – Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. *Geologie*, 18(6): 657-673.
- Czubla P., 2001 – Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80: 174 ss.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4: 109 ss.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-26.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Goździk J.S., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 119 ss.
- Goździk J.S., Krysiak Z., 2009 – Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocénskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (kopalnia Bełchatów). *Pr. Inst. Geol.*, 194: 35-48.
- Górska M., 2000a – Petrografia osadów lodowcowych w południowej Wielkopolsce (Włoszakowice). *Prz. Geol.*, 48(4), 364-367.
- Górska M., 2000b – Narzutniaki skandynawskie – metodyka badań i interpretacja. Analiza eratyków ze stanowiska w Koczerach koło Drohiczy. Warszt. teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”, 25-29.09.2000. Lublin-Mielnik: 67-72.
- Górska M., 2002 – Petrografia osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego. *Bad. Fizjograf. Polską Zach., Ser. A*, 53: 29-42.
- Górska M., 2003 – Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Analizy sedimentologiczne osadów glacygenicnych*. Wyd. UMCS, Lublin: 23-31.
- Górska M., 2006 – Narzutniaki przewodnie z Sobolewa (sandr suwalsko-augustowski). *Pr. Kom. Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, III (2005): 209-212.
- Górska-Zabielska M., 2008 – Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. *Wyd. Nauk. UAM*, 78: 330 ss.
- Górska-Zabielska M., 2010 – Analiza petrograficzna osadów glacialnych – zarys problematyki. *Landform Analysis*, 12: 49-70.
- Klatkowa H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28; 220 ss.
- Krienke K., 2003 – Südostrügen im Weichsel-Hochglazial – Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE Deutschland). *Greifswalder Geowiss. Beiträge*, 12: 147 ss.
- Krzemiński T., 1988 – Quaternary stratigraphy of the interfluvium between the Warta and Widawka Rivers. *Quarter. St. Pol.*, 8: 27-35.
- Krzemiński T., 1989 – Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 95-119.
- Krzemiński T., 1997 – Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce.

- Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1: 47-65.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchmann J., 1993 – Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 185-206.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975 – Rieczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36: 122 ss.
- Lindner L., 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53(2): 145-150.
- Lindner L., Marks L., 2012 – O podziale klimatograficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, 60(1): 36-45.
- Lüttig G., 1957 – Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. *Die Umschau*, 57: 403-405.
- Lüttig G., 1958 – Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geol. Jahrbuch*, 75: 361-418.
- Lüttig G., 1995 – Geschiebezählungen - eine terminologische Richtigestellung. *Geschiebekunde aktuell*, 11(4): 109-112.
- Lüttig G., 2005 – Geschiebezählungen im westlichen Mecklenburg. *Archiv für Geschiebekunde*, 4(9): 569-608.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wyd. Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137 ss.
- Marks L., 2011 – Quaternary Glaciations in Poland. *Development in Quarter. Sci.*, 15: 299-303.
- Meyer K.-D., 1983 – Indicator pebble and stone count methods. W: S. Ehlers (ed.), *Glacial deposits in North-West Europe*. Balkema, Rotterdam: 275-287.
- Meyer K.-D., 1998 – Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, 38: 178-188.
- Meyer K.-D., 2000 – Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 7(1/2): 115-125.
- Meyer K.-D., 2005 – Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 55: 25-42.
- Marks L., 2011 – Quaternary Glaciations in Poland. *Developments in Quarter. Sci.*, 15: 299-303.
- Miall A.D., 1978 – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Miall A.D., 1985 – Architectural-element analysis: new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22, 261-308.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 12(46): 1275-1281.
- Panzig W.A., 1989 – Das geschiebestatistische Normalprofil des Till-Inventars von Rügen. *Wiss. Ztschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-natur.-wiss.*, 38(1-2): 53-63.
- Panzig W.A., 1992 – The gravel-compositorial standard-profile of the till-inventory of NE Rügen, southwestern Baltic, GDR. *Quaestiones Geographicae*, 3: 143-154.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 174 ss.
- Rdzany Z., 2009 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. UŁ, Łódź: 310 ss.
- Rutkowski J., 1995a – Badania petrograficzne żwirów. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW: 133-150.
- Rutkowski J., 1995b – Badania uziarnienia osadów bardzo gruboziarnistych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW: 106-114.
- Rutkowski J., 2003 – Wprowadzenie w badania petrograficzne żwirów. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Analizy sedymentologiczne osadów glacyogenicznych*. Wyd. UMCS, Lublin: 13-21.
- Rutkowski J., 2007 – Petrografia żwirów – możliwości badawcze i podstawy interpretacji wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa: 45-74.
- Smed P., 1993 – Indicator studies: a critical review and new data-presentation method. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 40: 332-340.
- Tarling D.H., Hrouda F., 1993 – The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman&Hall, London: 150 ss.
- Trembaczowski J., 1961 – Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych. *Ann. UMCS, B*, 16(3): 63-95.
- Trembaczowski J., 1967 – Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Konińskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 48: 147-162.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź, 237 ss.
- Turkowska K., 2012 – Czynniki różnicowania rzeźby regionu łódzkiego. Konferencja „Czynniki

- różnicowania rzeźby Niżu Polskiego”, Uniejów, 13-15 czerwca 2012: 11-12.
- Twardy J., 2008 – Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropresji. Wyd. UŁ, Łódź: 293 ss.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004 – Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geogr. Lodz.*, 86: 161 ss.
- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M., 2012 – Jakie cechy litologiczne warto kodować, a jakie nie? *Prz. Geol.*, 60: 387-397.
- Ziomek J., 1982 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Piotrków Trybunalski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ziomek J., 1986 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Piotrków Trybunalski. Wyd. Geol., Warszawa: 23 ss.

POLYGENESIS OF THE MAKOLICE HILL ON THE VISTULA AND Odra WATERSHED ON THE BEŁCHATÓW PLATEAU, ŁÓDŹ REGION

SUMMARY

Abstract. This article presents a case study of a large, isolated convex form lying on the watershed between the Vistula and the Odra rivers, on the axis of the so-called Lodz hump. Morphometric analysis of the hill and results of sediment studies (structural and textural, including petrographic and magnetic ones) carried out at the I-V sites in active gravel pits at Mąkolice (Piekary) on the Bełchatów Plateau were discussed. The complex internal structure of the form was highlighted. Within it, 10 series of different age sediments assigned to 6 lithocomplexes were distinguished.

The hill is built mainly of glaci-fluvial and glacial series originating from the Wartanian stadial of the Odranian glaciation (MIS 6, Late Saalian, Middle Polish Complex), which were formed in the interlobal node zone – between the Widawka lobe and the Rawka, Pilica and Luciąża one. Detailed research, especially petrographic allowed to determine the age of the oldest clay, considered hitherto to have come from Wartanian, as san II (MIS 30-10, Southern Polish Complex). The youngest deposits were formed under conditions of periglacial and normal moderate climates. The internal structure of the hill classifies it as a moraine or a kame with a stamped core which became an erosive remnant hill at the end of the Odranian glaciation. Retouch of the original glacial relief has taken place in the Vistulian, then in Holocene and continues to this day thanks to the industrial activity of Man.

The Mąkolice hill is a good example of the polygenic character of Central Poland relief because structure and tectonics of the substratum, the activities of ice sheets and ice water, river, slope and aeolian postglacial processes, and also Man, participated in its development.

Key words: polygenesis, interlobal node, Wartanian ice-sheet, structural, petrography, magnetic analyses, Quaternary, Łódź Region, Central Poland

This paper presents a polygenic hill at Mąkolice (Piekary, Figs 2, 4), located on the Bełchatów Plateau, through which passes the Vistula-Odra watershed (Fig. 1). The structural and textural studies of sediments, including petrographic and magnetic ones (Figs 4, 5, 6, Tabs 1, 2), allowed to distinguish 10 series of sediments assigned to 6 sediment complexes (Fig. 4). It has been shown that the development of the area relief was effected by the presence of a Mesozoic surface elevation, which influenced the direction and rate of the glacier mass flow. Sediments of the older Pleistocene glaciations (MIS 10, Southern Polish Complex, Sanian II) built the northern slope of the form (lithocomplex 1).

The dominant morphogenetic factor was the Wartanian ice-sheet (MIS 6, Late Saalian, Middle Polish Complex) which arrived from NW (Widawka lobe) and NE/E (Rawka, Pilica and

Luciąża lobes) creating an interlobal node (Fig. 1). The ice-sheet and meltwater formed, in two stages, the core of a sand and a gravel moraine hill with glaci-tectonic disorders and decay level (lithocomplexes 2 and 3). Excentrically flowing water destroyed the lower part of the hilly slopes of glacial origin which in turn have become an erosive remnant hill and on its outskirts the Bogdanów valley was established (lithocomplex 4) as a marginal valley (Fig. 4).

The next stages of the development of the relief were associated with the Vistulian (MIS 5d-2, Northern Polish Complex) when the studied area got into the range of the periglacial climate. It was stressed that at that stage the morphogenetic factors were glacial processes – fluvial, denudational and aeolian, modelling the original glacial relief, as the form slopes are wrapped by denudational sand covers. Gray mud occurs between vertices

(lithocomplex 5) and aeolian sands in the southern part at the base of the form (lithocomplex 6). The penultimate, Holocene stage was recorded in the outskirts of the hill, where in the valleys surrounding it mineral and organic deposits of valley bottoms have been found. The last morphogenetic factor is Man establishing large

gravel pits (Mąkolice I-V), and filling them up with wastes following the depletion of gravel and sand after sand and gravel are depleted. The form presented is one other example confirming the hypothetical polygenic character of Central Poland relief.

NIZINA ZACHODNIOZYBERYJSKA – FENOMEN ZATORFIEŃ NASZEJ PLANETY

ZARYS TREŚCI

Nizina Zachodniosyberyjska (2 745 tys. km²) ograniczona jest przez rzekę Jenisej, góry Ałtaj i Ural oraz Morze Karskie. W ciągu ostatnich 12 000 lat powierzchnię 760 tys. km² pokryły torfowiska. Pierwsze ich badania rozpoczęły się w końcu XIX w. i nasiliły w latach 20. i 30. XX w. Po II wojnie badania torfowisk prowadziła Akademia Nauk, uniwersytety i instytuty resortowe. Krajobrazy torfowisk uzależnione są od stref klimatyczno-roślinnych. W tundrze rozwijają się arktyczne mineralne torfowiska turzycowe. W lasotundrze występują płaskie torfowiska palsa do 1 m wysokości, a w północnej tajdze wysokie palsa do 11 m. Centralna część niziny jest zajęta przez torfowiska wysokie. W następnej strefie torfowiska wysokie przeplatają się z torfowiskami przejściowymi i niskimi. Występuje tu największe torfowisko świata – Wasiugańskie, o powierzchni 5,3 mln ha. Część południową Niziny zajmuje strefa trzcinowych, turzycowych i zasolonych torfowisk.

Słowa kluczowe: Nizina Zachodniosyberyjska, torfowiska, historia badań, strefy torfowe, wiek torfowisk

WSTĘP

Nizina Zachodniosyberyjska (2 745 tys. km²), jedna z największych nizin na kuli ziemskiej, ma wyraźnie zarysowane granice naturalne. Od zachodu ograniczają ją wschodnie przedgórza Uralu, od wschodu Jenisej i podnoszący się stopień Wyżyny Środkowsyberyjskiej, od północy morze Karskie, od południa Wyżyna Turgajska, Pogórze Kazachskie i Ałtaj. Z północy na południe rozciąga się ona na 2300 km (50°30' – 73°30' N), z zachodu na wschód, w szerszej, południowej części, na 1900 km. Pod względem hipsometrycznym Nizina jest lekko wklęsłą misą, gdyż obniża się w środkowej partii do 80–120 m n.p.m., na peryferiach podnosi do 200–300 m n.p.m. Równinność, wielka ilość jezior i zagłębień, wybitna strefowość (tundra, tajga, lasostep, step), bardzo niewielkie spadki rzek oraz przewaga opadów nad parowaniem sprzyjały zabagnieniu Niziny. Rozwinął się tu największy

basen torfowy świata (rys. 1), na którym torfowiska pokrywają 76 mln ha, w tym 32 mln ha o torfie głębszym niż 0,7 m (Markov i in. 1996). Regionalna i lokalna zmienność środowiska przyrodniczego Niziny Zachodniosyberyjskiej była powodem różnicowania się torfowisk. Na północy wpływała na nie zmarzlina, w środkowej części przewaga opadów nad parowaniem, a na południu rzeźba.

Celem artykułu jest pokazanie, jakie czynniki powodowały powstawanie i różnicowanie krajobrazowe największego zagłębia torfowego świata, które może stać się w geologicznie odległej przyszłości wielkim zagłębiem węglowym. Umożliwiła to autorowi bogata literatura, nieznana praktycznie w Polsce, ukazująca ogromny, trwający około 120 lat wysiłek badawczy dziesiątków wybitnych uczonych i ich zespołów badawczych.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Nizinę Zachodniosyberyjską budują morskie utwory trzeciorzędowe, przykryte w północnej części utworami lodowcowymi. Lodowce

spływały z Uralu i z półwyspu Tajmyr, dochodząc do 58–59° szerokości geograficznej N. Był to samarowski (dnieprzański) lodowiec

* ul. Szareckiego 6 m. 48, 01-493 Warszawa



Rys. 1 Mapa rozprzestrzenienia torfowisk na Nizinie Zachodniosyberyjskiej (Ivanov, Novikov 1976)

1 – torfowiska; 2 – rzeki

Map of distribution of peatlands on the West Siberian Plain (Ivanov, Novikov 1976)

1 – peatlands; 2 – rivers

środkowoczwartorzędowy, którego południowa granica sięgała od Uralu przez dorzecze Kondy, na południe od Chanty-Mansijska, przez źródłiska rzeki Jugan, prawobrzeżne dorzecze Wachu, aż do ujścia do Jeniseju Podkamiennej Tunguskiej. Kolejne ochłodzenie lodowca tazowskiego (moskiewskiego), przez jednych wiązane z samodzielnym zlodowaceniem, przez innych uważane jest za stadium zlodowacenia samarowskiego (Lazukov 1965). Jego osady występują głównie w północno-wschodniej części niziny. Na południe od lodowca tworzyły się wielkie jeziora i równiny wodnolodowcowe (Richter 1963). W czasie ostatniego zlodowacenia (18–20 tys. lat temu) zwanego sartańskim, lodowiec nie wkroczył na Nizinę lub wkroczył tylko w strefę ujściową Obu (Veličko, Faustova 1982). Geochronologią ostatniego zlodowacenia Syberii, głównie doliną Jenisieju, z uwzględnieniem wieku osadów datowanych ^{14}C zajmowała się

Kind (1974). Jej badania dowodzą, że ostatni lodowiec rozprzestrzenił się około 20 tys. lat temu, a jego wycofywanie rozpoczęło około 15 tys. lat temu. Trwało do 13 tys. lat, a po dwóch ociepleniach zsynchronizowanych z böllingiem i allerödem ocieplenie holocenne wiąże autorka z datami 10 700–10 500 lat temu. Główne ocieplenie holocenne Przyjensejskiej Syberii zawiera się między datami 6800 i 4500 lat temu.

W czasie ostatniego zlodowacenia, Ob z Irtyszem wcięły się w pokrywę czwartorzędową pozostawiając szerokie obszary terasy nadzalewowej. W najgłębszych obniżeniach równiny zaczęły się tworzyć już w późnym glacie „ogniska” zabagnień, które stopniowo rozszerzały się na boki. W północnej części niziny rozwój zabagniania stymulowała wieloletnia zmarzlina, która w rejonie ujścia Obu (w Salechardzie) aż do Igarki nad Jenisejem zalegała od 250 do 400 m głębokości. Od rejonu połączenia

Obu z Irtyszem do źródeł rzeki Wach i Taz (63–64° N) ciągnęła się granica, od której na północ zmarzlina miała charakter reliktowy, a na południe występowały tylko stare zagłębienia termokrasowe, wypełnione torfowiskami. W holocenie

procesy zabagnienia nasiliły się tak wyraźnie, że torfowiska łączyły się w ogromne kompleksy, nie mające odpowiednika w innych częściach globu.

HISTORIA BADAŃ TORFOWISK

Już w pierwszym tomie Atlasu Imperium Rosyjskiego z 1734 r. na obszarze niziny głównym znakiem objaśniającym były „obszary bagienne”. Wielkie Torfowisko Wasiugańskie pierwszy opisał Grigorovski (1884), wspominając, że w czasie wiosennych roztopów pokrywa się na 300 km wodą tworząc „morze”. Plotnikov (1901) opisując torfowiska Narymskiego kraju twierdził, że największe z nich Wasiugańskie, leżące na wododziale Obu i Irtyszu rozciąga się na 400 km długości i 50 km szerokości. Na torfowiskach lasostepu Niziny Barabinskiej, wzdłuż kolei transsyberyjskiej, pracowała w latach 1895–1904 ekspedycja pod kierunkiem Żylinskiego (1907). Przeprowadzono wtedy pierwsze prace melioracyjne. W ekspedycji glebowo-botanicznej w 1911 r., związanej z planami przesiedleń rolników z Europy na Syberię, pracowano w Barabie, w zachodniej części Narymskiego kraju (Dranicyn 1915), w guberni Tobolskiej (Gorodkov 1916) i guberni Tomskiej (Kuznecov 1915). W latach 1925–1930 w południowej części Niziny pracowała ekspedycja Państwowego Instytutu Łkowego pod kierunkiem A. Bronzova, głównie poświęcona badaniom szaty roślinnej i złóż torfowisk. Bronzov (1930) opublikował monografię torfowisk wysokich, Baryšnikov (1929) torfowisk niskich, a Il'in (1930) scharakteryzował rzeźbę, geologię, gleby i krajobrazy centralnej części Niziny. Strefę lasostepu i stepu badał Smirenskij (1946) a w latach 30-tych ekspedycje Centralnej Stacji Torfowej (Neustadt 1936) i Uniwersytetu Permskiego (Genkel, Krasovski 1937). Torfowiska tundrowe północne badali w latach 30-tych: na półwyspie Jamal – Andreev (1934), na Małym Jamale – Govoruchin (1938), a na półwyspie Gydanskim – Gorodkov (1932).

Szczegółowe badania torfowisk bugrowych strefy tundrowej, zarówno na północy Niziny Zachodniosyberyjskiej, jak i Niziny Wschodnioeuropejskiej, przeprowadził w latach 1944–1948 N.I. P'javčenko. Opublikował monografię dotyczącą genezy, wieku i ewolucji torfowisk poligonalnych i palsa (P'javčenko 1955). Znaczny

wkład wniósł on również w badania torfowisk strefy leśnej prowadzonych przez Krasnojarski Instytut Leśny Akademii Nauk (P'javčenko 1963a, b). Jego badania rozwijał w Instytucie Glebov (1963, 1969). Po wojnie w latach 1944–1951 na obszarach Niziny Barabinskiej pracował Smirenskij (1946) oraz ekspedycja, w której uczestniczyła Kuzmina (1967). W centralnej części Niziny prowadzone były prace z szerokim użyciem zdjęć lotniczych (lata 1951–1956) przez ekspedycję Giprotorfrazvedki i Uniwersytetu Moskiewskiego (Turemnov 1957). Badania hydrologiczne torfowisk prowadzone w trakcie ekspedycji Państwowego Instytutu Hydrologicznego z Petersburga (lata 1958–1964), jak i na stacjach hydrometeorologicznych, pod kierunkiem K.E. Ivanova i S.M. Novikova doczekały się wielu tomów pod tytułem „Zagadnienia hydrologii torfowisk”, jak i monografii „Bagna Zachodniej Syberii, ich budowa i reżim hydrologiczny” (1976). Wynikiem badań była również mapa torfowisk Zachodniej Syberii w skali 1:2 500 000 (Romanova 1977). Na Uniwersytecie Tomskim badania torfowisk niziny prowadzili, ze swymi uczniami, Lvov (Čtenia... 1995), a później Lapšina (2003). Ostatnio opracowano monografię torfowiska Wasiugańskiego (Iniševa i in. 2011). Badania Uniwersytetu Moskiewskiego w Zachodniej Syberii podsumowane zostały w monografii Liss, Bereziny (1981). Polowe badania Instytutu Geografii Akademii Nauk z Moskwy rozpoczęły na Syberii Zachodniej w 1963 r., a w 1970, 1972, 1973 r. prowadziła swe prace specjalna ekspedycja do badania torfowisk pod kierunkiem M. Neustadta. Zakończono je monografią (Neustadt 1977a, b), w której scharakteryzowano rozwój torfowisk w holocenie, współczesne procesy zabagniania i problemy wykorzystania torfowisk. W ramach badań Instytutu Geografii prowadzono też szczegółowe prace nad procesem zabagniania i ewolucji gleb od glejowych do torfowych (Karavaeva 1973, 1982). Na koniec należy podkreślić zasługi Profesora N.Â. Kaca z Uniwersytetu Moskiewskiego, który już w 1929 r. opracował

oryginalną regionalizację torfowisk zachodniej Syberii, później radzieckiej Azji (1946), Eurazji (1948) i Świata (1971). Wybitne zasługi położył także w dziedzinie badań pyłkowych torfowisk oraz ich rozwoju w holocenie, zarówno na Syberii, jak i w europejskiej części Rosji.

Dopiero w XXI w. odbyły się w Zachodniej Syberii dwie międzynarodowe polowe konferencje, na których badacze rosyjscy zaprezentowali swe prace społeczności międzynarodowej. Pierwsza z nich odbyła się w Nojarbsku w 2001 r., w północnej tajdze, na obszarze ciągłej zmarzliny (por. Żurek 2002). Organizował ją głównie Instytut Gleboznawstwa i Agrochemii Aka-

demii Nauk w Nowosybirsku (Vasilev i in. 2001). Druga konferencja odbyła się w 2007 r. w Chanty-Mansijsku (por. Żurek 2008), w środkowej tajdze, przy ujściu Irtyszu do Obu (fot. 1). Organizował ją miejscowy Uniwersytet pod kierunkiem E.D. Lapšiny (Vompersky 2007). Konferencja ta pokazała, że z badań torfowisk syberyjskich dotyczących flory i roślinności punkt ciężkości przesuwa się stopniowo na badania produkcji pierwotnej torfowisk oraz badania paleoekologiczne dotyczące szybkości i czynników zabagniania w holocenie. Dobitnie ilustruje to książka Vasileva (2007), niestety nieżyjącego już organizatora sympozjum w Nojabrsku.



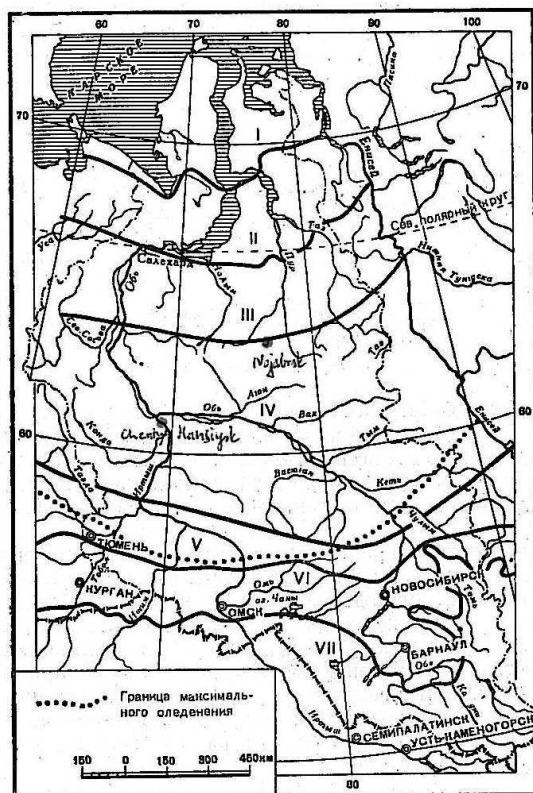
Fot. 1. Uczestnicy konferencji w Chanty-Mansijsku na tle torfowiska wysokiego środkowej tajgi. Z lewej prof. T.K. Jurkowska z Instytutu Botaniki Akademii Nauk St. Petersburga, prof. S. Żurek i prof. A.A. Wieliczko z Instytutu Geografii Akademii Nauk z Moskwy
(fot. N. K. Panowa, 2007)

Participants of the conference in Khanty-Mansiysk versus a raised bog of the middle taiga. From the left: Prof. T. K. Jurkowska from the Institute of Botany of the Academy of Sciences in Petersburg, Prof. S. Żurek, and Prof. A.A. Wieliczko from the Institute of Geography of the Academy of Sciences in Moscow

KRAJOBRAZY TORFOWISK

Torfowiska niziny są najistotniejszym elementem krajobrazu. Procent zatorfienia (11 %) dwukrotnie przewyższa zatorfienie europejskiej części Rosji (5,7 %). Na Nizinie Zachodniosyberyjskiej wyróżnić można 6 torfowych stref (rys. 2). Pierwszy opisał je w 1929 r. N.Â. Kac, a później syntetycznie scharakteryzował z Neustadtem w monografii Zachodniej Syberii (Kac

N.Â., Neustadt 1963). Nieco inaczej granice stref rysują hydrologicy Ivanov, Novikov (1976), Tûremnov (1976) czy Boč, Mazing (1979) w monografii ekosystemów torfowych Rosji. Strefy różnią się stopniem zabagnienia i zatorfienia, ich intensywnością oraz typami torfowisk z właściwą im roślinnością, jak również typami złoŝa i ich genezą.



Rys. 2. Strefy torfowe Zachodniej Syberii (Kac N.Ā., Neustadt 1963)

I – strefa arktycznych mineralnych torfowisk turzycowych; II – strefa płaskich torfowisk palsa; III – strefa wysokich torfowisk palsa; IV – strefa wypukłych torfowisk grzędowo-dolinkowych; V – strefa torfowisk niskich, przejściowych i wysokich sosnowo-sfagnowych; VI i VII – strefa torfowisk trzcinowych, wielkotorzycowych i zasolonych

Peat zones of West Siberia (Kac N.Ā., Neustadt 1963)

I – zone of arctic mineral sedge peatlands; II – zone of flat palsa mires; III – zone of high palsa mires; IV – zone of convex string bogs; V – zone of fens, transitional bogs, and raised pine-sphagnum bogs; VI and VII – zone of reed and tall-sedge fens and saltwater marshes

Strefa arktycznych mineralnych turzycowych torfowisk¹

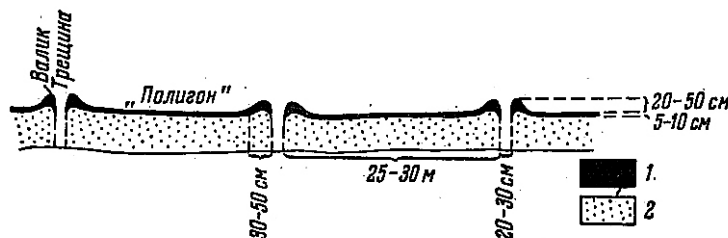
Strefa zajmuje głównie półwysep Jamał, Gydanski i Tazovski. Charakterystyczną cechą jest wielkie, powierzchniowe zabagnienie, ale surowy klimat nie sprzyja większemu rozwojowi torfowisk. Bilans wodny obszaru wynosi: opady 480 mm, odpływ 250 mm, parowanie 230 mm (Ivanov, Novikov 1976). Miąższość torfu nie przekracza 25–30 cm i zalega on na zmarzniętej, oglejonej glebie mineralnej. Często powierzchnia torfowiska rozbita jest mrozowymi szczeli-

nami na prostokąty lub sześciokąty mające 5–30 m szerokości. Andreev (1938) nazywa te torfowiska poligonalno-walikowymi, charakterystycznymi dla arktycznej tundry. Na skrajach szczelin (szerokości od 0,4 do 5 m) występują torfowe waliki o wysokości 20–50 cm i szerokości 1–1,5 m (rys. 3). W południowej części arktycznej tundry występują „szczelinowo-bugrowe” torfowiska o większej miąższości torfu, nawet do 2,5 m (P’āvčenko 1955). Waliki porastają przede wszystkim mchy brunatne rodzaju *Dicranum*, *Polytrichum*, *Aulacomnium turgidum*, rzadziej porosty. Wśród roślin naczyniowych dominuje *Saxifraga*, *Senecio arcticus*, niekiedy *Vaccinium vitis-ideae* i *Rubus chamaemorus*. Powierzchnię między walikami, lekko wgiętą, porasta torfowisko turzycowo-mszyste z *Carex stans*, *C. rotundata*, *Eriophorum angustifolium*. W pokrywie mszystej przeważa *Calliergon sarmentosum* i gatunki *Drepanocladus*. Z opisanymi torfowiskami spotyka się wilgotne turzycowiska występujące na miejscu zarastających jezior. Zaba-

¹ O torfowiskach strefy pisali: Žitkov 1913; Dracyn 1914; Grigorev 1925; Gorodkov 1929, 1932, 1935, 1935, 1944; Andreev 1934, 1938, 1940, 1955; Michailičenko 1936; Kac 1939; Kac, Kac 1946, 1948; P’āvčenko 1955; Petrovski 1959; Boč 1970; Novikov, Usova 1979, 1987. Pozycje literatury z przypisów, jeśli nie są cytowane w tekście artykułu nie znajdują się w spisie literatury.

gnienie tundry jest duże w związku z płytkim nieprzepuszczalnym podłożem. Procesy mrozowe odzwierciedlają się w tworzeniu klinów oraz wypiętrzaniu gruntu, dzięki czemu tworzy się kępkowy mikrokrajobraz. Kępki i waliki są nie-

wysokie w związku z małą głębokością sezonowego odmarzania. W tej strefie torfowce występują sporadycznie, zarówno w szacie roślinnej, jak i torfie.



Rys. 3. Struktura powierzchni torfowiska poligonalnego (Kac N.Â., Neustadt 1963)

1 – torf; 2 – piasek gliniasty

The structure of the surface of the polygonal peatland (Kac N.Â., Neustadt 1963)

1 – peat; 2 – loamy sand

Strefa płaskich torfowisk palsa („plaskobugristye”)²

Obszar ten znajduje się na południe od strefy bagien poligonalnych. Jest to teren równinny o wysokościach 50–80 m n.p.m. Bilans wodny strefy jest następujący: opady 550 mm, odpływ 260 mm, parowanie 290 mm. Torfowiska są mozaiką suchych, okrągłych lub wydłużonych pagórków oraz wilgotnych obniż. Pagórki mają wysokość od 30–70 cm i w północnej części strefy dominują nad dolinkami (fot. 2). Na pagórkach przeważają mchy brunatne, głównie *Dicranum elongatum* oraz porosty rodzaju *Cladonia*. W piętrze krzewinek dominuje *Ledum palustre*, *Rubus chamaemorus* i *Vaccinium vitis-idaea*. W turzycowo-mszystych dolinkach pojawiają się torfowce (*Sphagnum balticum*, *Sph. lindbergii* i inne), mchy brunatne (*Hypnum vernicosum*, *H. fluitans* i inne). Z turzyc dominuje *Carex rotundata*, *C. chordorrhiza* i inne. Torfowiska tego rodzaju wydzielił Gorodkov (1935), później Andreev (1940) opisał inny ich typ szczelinowo-bugrowy nawiązujący na północy strefy do torfowisk poligonalnych. Bugry tworzą się tam z poprzednich walek. W klasycznej postaci płaskie palsa powstają drogą mrozowego

nabrzmiwania. Oprócz bagien i torfowisk szeroko rozprzestrzenione są zabagnione tundry: krzewinkowe, mszyste i kępkowe. Torfowiska z płytkim torfem zajmują co najmniej 35% powierzchni (Andreev 1934), na bugrach ma on 25–30 cm, w dolinkach 1–1,5 m głębokości.

Strefa wysokich torfowisk palsa („krupnobugristye”)³

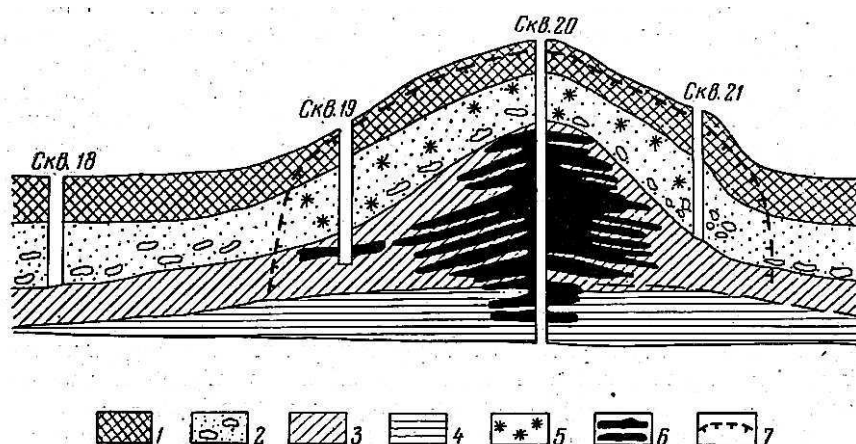
Strefa zajmuje południową lasotundrę i północną część tajgi. Na bilans wodny składa się opad 600 mm, odpływ 280 mm i parowanie 320 mm. Podobnie jak w poprzednich strefach mozaikowe torfowisko składa się z wysokich od 2 do 11 m kopulastych pagórków i rozdzielających je płaskich podtopionych obniż. U stóp bugrów rozwinięty jest mszar torfowcowy i zwarte piętro krzewinek do 40–50 cm wysokości, w którym dominuje *Betula nana*. Na skłonach pagórków znikają torfowce, brzozę karłowatą wypiera *Ledum palustre* a pokrywę mszystą tworzą mchy brunatne, często leśny gatunek *Pleurosium schreberi* (fot. 3). Bliżej szczytu zaczynają dominować porosty, a niskie krzewinki ścielą się wzdłuż szczelin. Zimą erozja wiatrowa powoduje na szczycie często obnażanie

² O torfowiskach strefy pisali: Dranicyn 1914a, b; Grigorev 1925; Govoruchin 1933; Andreev 1934, 1938, 1940; Gorodkov 1935, 1944, 1946; Vlastova 1936; Kac 1939, 1955; Kac, Kac 1946, 1948; Novikov, Usova 1979, 1973; Usova 1983; Novikov i in. 1984; Maliasova i in. 1991.

³ O torfowiskach strefy pisali: Gorodkov 1916, 1928, 1930; Andreev 1934; Andreev i in. 1935; Igonina 1934; Leskov 1935; Vlastova 1936; Kac 1939, 1955; Gorodkov 1934, 1936; Sočava i in. 1953; Tyrtikov 1966, 1969; P’ávčenko 1967; P’ávčenko, Fedotov 1967; Novikov, Usova 1979, 1983; Novikov i in. 1984; Usova 1983; Maliasova i in. 1991.

torfu i jego murszenie. Płaskie obniżenia między bugrami porośnięte są wilgotnymi torfowiskami turzycowo sfagnowymi i turzycowo-mszystymi. Czasem pojawiają się w nich jeziora. W kompleksach wielkobugrowych często występują małe

niewysokie „bugorki”, a kępy i niskie grzędy tworzą z nimi masywy o złożonej strukturze (rys. 4). Zabagnienie strefy jest bardzo duże i sięga 50 % (Andreev 1934).



Rys. 4. Złoże wysokiego torfowiska palsa (Tûremnov 1976)

1 – torf; 2 – piasek ze żwirem; 3 – piasek gliniasty; 4 – il; 5 – wtrącenia lodu; 6 – warstewki lodu;
7 – górna granicy wieloletniej zmarzliny

High palsa mires deposit

1 – peat; 2 – sand with gravel; 3 – loamy sand; 4 – clay; 5 – ice intrusions; 6 – layers of ice;
7 – upper boundary of permafrost



Fot. 2. Płaskie torfowiska palsa w rejonie Nojabrska
(fot. J. Prajs, 2001)

Flat palsa mires in the vicinity of Noyabrsk



Fot. 3. Wysokie torfowisko palsa w pobliżu Nojabrsk
(fot. Sławomir Żurek, 2001)

High palsa mires in the vicinity of Noyabrsk

Strefa wypukłych, wysokich torfowisk grzędowo-dolinkowych⁴

Strefa zajmuje centralną, leśną część Zachodniej Syberii (46 % powierzchni całej niziny). Powierzchnia jest wyrównana o wysokościach 100–80 m n.p.m.. Bilans wodny obszaru kształtują opady (590 mm) odpływ (200 mm) i parowanie (390 mm). Zatorfienie sięga 40 % osiągając miejscami do 70 %. Torfowiska wchodzi na wododziały zarówno pierwszego jak i drugiego rzędu. Torf sfagnowy wypełniający kopuły dochodzi do 6–8 m głębokości i zalega na torfach przejściowych i niskich. Szczegółowo torfowiska wysokie opisał Bronzov (1930). Dobrze rozwinięta jest płaska wierzchowina, z wtórnymi jeziorkami przecho-

dząca w długie połogie stoki zakończone nawodnionym okrajkiem. Na wierzchowinie na kępach i grzędach dominuje *Sphagnum fuscum*. Występuje też niska sosna *Pinus sylvestris* i *P. pumila* oraz krzewinki jak *Andromeda polifolia*, *Rubus hamaemorus* i *Eriophorum vaginatum*. Silnie uwodnione dolinki porasta *Sphagnum balticum*, *Sph. Dusenii*, rzadziej *Scheuchzeria palustris*. Doliny rzek, zwłaszcza dorzecza Wasugana zajęte są przez torfowiska niskie. Opisał je Baryšnikov (1929) wykazując ich strefowość: od brzoźowego torfowiska z *Carex caespitosa* w pobliżu koryta („sogra”) poprzez przejściowe torfowisko brzoźowo-sosnowe z *Carex lasiocarpa* i *Sphagnum warstorfii* do szeroko rozwiniętego bezleśnego torfowiska turzycowo-mszystego z *Drepanocladus vernicosus*, turzycami i bobrkiem. W strefie przyterasowej porasta znowu torfowisko leśne. Brzeżne partie wysokich torfowisk zajmują torfowiska przejściowe bezleśne jak Kukuszkin koło Chanty-Mansijska (fot. 4), na których rozwijają się kępy i grzędy torfowiska wysokiego z *Pinus sylvestris*, *Eriophorum vaginatum*, *Andromeda polifolia* i *Rubus hamaemorus* (fot. 5).

Torfowiska wysokie Zachodniej Syberii podobne są do torfowisk przybałtyckich (Kac 1948). Mały stopień rozkładu torfu *fuscum* i jego wysokie uwodnienie powodowało rozrastanie się

⁴ O torfowiskach strefy pisali: Grigorovskij 1884; Gorodkov 1916; Nikitina 1927; Baryšnikov 1929; Bronzov 1930; Ilin 1930; Vlastova 1936, 1969; Povarničyn 1944, 1949; Igošina 1949; Gornovski 1949; Pj'āvčenko 1955, 1963; Türemnov 1957; Loginov 1957; Storoževa 1959, 1960; Elizareva 1954, 1959, 1964; Lvov 1959, 1961, 1963, 1966, 1969, 1974, 1976; Makovski 1961, 1974; Platonov 1963; Glebov 1963, 1965, 1969; Kuzmina 1967; Romanova 1967, 1974; Romanova, Usova 1969; Orlov 1968; Neustadt 1971, 1972, 1976, 1977, 1979; Abramova i in. 1972; Dolgušin 1972; Berezina i in. 1974; Berezina, Lis 1976, 1981; Predtečenskij, Skobeeva 1974; Liss i in. 1975; Walter 1977; Lapšina in. 2000; Lapšina 2003.



Fot. 4. Torfowisko przejściowe, turzycowo-sfagnowe Kukuszkin koło Chanty-Mansijska
(fot. Sławomir Żurek, 2007)

Transitional sedge-sphagnum peatland Kukuszkin near Khanty-Mansiysk



Fot. 5. Kępa torfowiska wysokiego na torfowisku przejściowym koło Chanty-Mansijska
(fot. Sławomir Żurek, 2007)

Hummock of a raised bog on a transitional bog near Khanty-Mansiysk

torfowisk na boki na suche przylegające obszary mineralne. Ponieważ torfowiska wysokie pojawiły się już w okresie borealnym (Kac S.V. 1953) miały dość czasu by wkroczyć na wodo-

działy i zająć tak ogromne powierzchnie. Zatorfienie przeciwdziałało procesom erozyjnym (Pokrass, Kac N.Â. 1953), które mogłyby się rozwinąć w wyniku podnoszenia Wasiugańskie-

go plateau. Rzeki dzięki temu nie mogły się wcinać i erodować stref międzyrzecznych.

Strefa torfowisk niskich, przejściowych i wysokich sosnowo-sfagnowych⁵

Powierzchnia terenu jest wyrównana, o wysokościach 135–150 m n.p.m.. Wodny bilans obszaru stanowią opady (510 mm), odpływ (90 mm) i parowanie (420 mm). Zatorfienie strefy wynosi około 20 %. Silne zatorfienie wododziałów w północnej części przypomina krajobraz poprzedniej strefy. Występuje tu Wielkie Torfowisko Wasiugańskie, zajmujące prawie cały wododział Obu i Irtyszu, rozciągając się 573 km z zachodu na wschód i 320 km z północy na południe (Iniševa i in. 2011). Według Neustadta (1971, 1977c) jest to największe torfowisko świata (5,3 mln ha), przekraczające 4,5 razy powierzchnię wszystkich torfowisk Polski. Wypukłe torfowiska wysokie zalesione są sosną, w piętrze krzewinek dominują *Ledum palustre* i *Chamaedaphne calyculata*, a w piętrze mchów mszar *Sphagnum fuscum*. Roślinność ta ciągnie się kilometrami lub występuje w postaci wysp wśród turzycowo-mszystych i turzycowo-sfagnowych torfowisk. Torf sfagnowy pod wyspami ma niedużą miąższość. Złoża wypełniają głównie torfy mszysto-turzycowe na torfach trzcinowo-turzycowych i turzycowych. Na niskich uwodnionych torfowiskach mszysto-turzycowych występują często długie (do 1 km), wąskie (1–2 m) i niskie (10–25 cm) grzędy z *Betula nana*, *Sphagnum warnstorffii*, *Camptothecium trichoides*. Leśne torfowiska eutroficzne z brzozą świerkiem, cedrem i sosną są podścielone mchami brunatnymi *Aula comnium*, *Camptothecium* i *Drepanocladus*, czasem *Sphagnum warnstorffii* i *Sph. medium*. W leśnych torfowiskach przejściowych, brzozowo-sosnowych dobrze rozwinięte jest piętro krzewinek, turzyc z *Carex lasiocarpa* oraz piętro *Sphagnów*. W przejściowych torfowiskach bezleśnych dominują eutroficzne turzycy i mszary torfowcowe.

Różnica między torfowiskami obu omawianych stref związana jest z ich ewolucją. W strefie torfowisk wysokich przeszły one stosunkowo dawno (już w boreale) w fazę oligotroficzną. W tej

strefie torfy wysokie pojawiły się znacznie później, stosunkowo niedawno. Ich złoża zbudowane są całe z torfów niskich, turzycowo-mszystych i leśnych, akumulowanych w warunkach dopływu wód gruntowych bogatych w węglan wapnia.

Strefa trzcinowych, turzycowych i zasolonych torfowisk⁶

Strefa obejmuje lasostep i step Niziny Barabinskiej i Kurganskiej i zajmuje 16 % całej niziny. Wodny bilans obszaru kształtują opady (390 mm), odpływ (10 mm) i parowanie (380 mm). Zatorfienie wynosi 4 %, wyższe jest tylko w części północnej (25–30 %). W części południowej torfowiska są zasolone. Charakterystycznym typem torfowisk są szuwały trzcinowe zajmujące brzegi jezior oraz szuwały trzcinowo-turzycowe z *Carex orthostachys*. W suchszych warunkach rozwija się w nich *Carex caespitosa* i *Calamagrostis negelecta*. Czasem pojawia się *Scirpus maritimus*. Kuzmina badała także trzcinowe torfowiska z pokrywą mchów brunatnych i borealnych turzyc. Stanowią one przejście od szuwarów do torfowisk turzycowo-mszystych. Rzadziej rozwijają się szuwały wielkoturzycowe z *Carex caespitosa* i *Carex elata* oraz bagna z *Scolochloa festucacea*. Torfowiska leśne, niskie i przejściowe porasta brzoza. Sosna występuje tylko na wypukłych torfowiskach wysokich zwanych „rjamami” (râmami) izolowanych od wód gruntowych. Górują one od 4 do 6 m nad płaskimi torfowiskami niskimi zwanymi „zajmiszczami” (zajmišami). Złoża wysokie zbudowane są z torfu *fuscum*, a porasta je sosna, krzewinki *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Oxycoccus microcarpus*, *Betula nana* i gęsty mszar *Sphagnum fuscum*. Rjamy mają niedużą powierzchnię (100–300 ha) i oddzielone są od zasolonych często zajmiszcz wąskim pasem torfowisk przejściowych. W odróżnieniu od strefy leśnej, gdzie zabagniane były grunty mineralne torfowiska tworzą się tu tylko na jeziorach i związane są ściśle z dawną siecią rzeczno-jeziorną. Obecnie torfowiska tej strefy w wyniku generalnego osuszania i mineralizacji wód grun-

⁵ O torfowiskach strefy pisali: Baranov 1928; Mešerakov 1929; Baryšnikov 1929; Bronzov 1930, 1936; Neustadt 1936, 1972, 1977; Genkel, Krasovski 1937; Kuzmina 1953, 1957, 1961, 1967; P'ávčenko 1955b, 1962, 1963; Žarkova 1963; Platonov 1963; Chramov 1964; Ivanov, Kotova 1964; Jefremov 1972; Iniševa i in. 2011.

⁶ O torfowiskach strefy pisali: Gordiagin 1900, 1901; Tanfilev 1902; Gorodkov 1915, 1916; Kuzniecov 1915; Trefilov 1925; Krasovski 1925; Nikitina 1927; Spiridonov 1928; Bronzova 1932; Baranov 1933; Neustadt 1936; Genkel 1936; Genkel, Krasovski 1937; Smirenskij 1946, 1950, 1951; Kuzmina 1946, 1953, 1957, 1961, 1967; Kac, Kac 1949; Kac 1949; Bazilevič 1953, 1967; Panadiadi 1953; Pokras, Kac 1953; Verner 1959; Platonov 1964.

towych ulegają degradacji i mineralizacji oraz przechodzą w słone bagniska i zasolone łąki.

Strefy torfowe Niziny Zachodniosyberyjskiej mają swoje przedłużenie na obszarze Niżu

Środkowo-Wschodnioeuropejskiego (Kac N.Ā. 1948; Żurek 1984).

WIEK TORFOWISK

Prawie równolegle z badaniami złóż torfowych i pytaniami o ich genezę rozpoczęto prace nad ustalaniem początków akumulacji torfu i gytii, szybkością ich akumulacji oraz zmianami klimatycznymi w holocenie i przesuwaniem się stref roślinnych. Pierwsze rozpoznanie poczynił nestor botaników rosyjskich Sukačev (1922). Badając sześć kopalnych torfowisk tundrowych nad morzem Karskim i w ujściu Obu, w czasie ekspedycji w 1909 r., stwierdził, że torf sfagnowy przykryty jest piaskiem gliniastym. Są to według niego torfowiska holocenijskie przykryte deluwiami. W strefie ujściowej Obu (Salechard, Nowy Port) i ujścia Jenisieju (Igarka, Dudinka, Ust-Port) w latach 1938–1939 prowadzili badania pyłkowe torfowisk Kac N.Ā. i Kac S.V. (1946, 1948). Opracowali 14 profili torfowych i 12 profili pyłkowych dyskutując problemy historii flory, polodowcowych zmian klimatu, dynamiki wiecznej zmarzliny, problem tworzenia bugrów, historię lasów tego obszaru. W okresie międzywojennym wiek płytkich (1–1,5 m) torfowisk tundrowych określali jeszcze Govoruchin (1938) i Tichomirov (1941). Nie były one starsze od środkowego holocenu (okres Hl₃ według Neustadta 1957). Większe miąższości torfowisk strefy leśnej, zwłaszcza wysokich, powodowały, że częściej szukano wśród nich torfowisk starszych. Już Bronzov (1930) w rjmach Czagwa, Wołkow Bugor i Mosznijski rjam odkrywał torfy niskie z początku holocenu przykryte dość wcześnie wysokimi torfami fuscum. Podobnie Neustadt (1936) w Guskowskim rjame spagową gytie datował na wczesny holocen (Hl₂). W strefie lasostepu torfy niskie torfowiska Worowskiej Sogry (Genkel, Krasovski 1937) zaczynają się rozwijać od środkowego holocenu. W okresie powojennym Kac N.Ā. i Kac S.V. (1949, 1950) datowali początki zatorfień 7 wysokich torfowisk (rjamów) w lasostepie niziny od późnego glacjału poczynając (Ukraiński rjam) do wczesnego holocenu. Neustadt (1957) w historii lasów Rosji w holocenie zestawiał dla Niziny Zachodniosyberyjskiej 17 diagramów pyłkowych, krytycznie je zinterpretował i na tle stra-

tygrafii każdego wiercenia ustalił ich zróżnicowanie w każdym z 4 okresów holocenu (od Hl₁ do Hl₄). Już w 1952 r. wyróżnił Neustadt dwa typy diagramów pyłkowych dla Zachodniej Syberii: leśny i leśno-stepowy. Opublikował również diagram pyłkowy z Niżniewartowska w dolinie Obu, w którym osady akumulują się od 10 600 lat temu (Neustadt 1971; Neustadt, Selikson 1971) i diagram Bolszoje Persino w dolinie Irtysza (Neustadt 1967), w którym spagowy torf trzcinowy rozpoczął się akumulować 9280 ± 200 lat BP. P’āvčenko i in. (1973) opracowali dwa diagramy pyłkowe. Turzycowo-mszyste torfowisko Żukowskie o miąższości 8 m w dorzeczu Tomi powstało po zatorfieniu jeziora, którego gytie odkładają się od Allerödu. Przejściowe torfowisko Jelowočnye rozwija się od początku holocenu. Badania wieku torfowisk strefy tajgi i lasostepu (Liss, Berezina 1981) zakończyły się opublikowaniem 7 profili pyłkowych i datowaniem 36 próbek torfu metodą ¹⁴C. Najstarsza data sięga 8900 ± 90 lat temu. Podsumowaniem ich monografii były 4 mapy rozprzestrzeniania się torfowisk centralnej części niziny w okresie borealnym, atlantyckim, subborealnym i subatlantyckim. Datowania wieku dla torfowisk palsa zarówno płaskich jak i wysokich wykonano w Państwowym Instytucie Hydrologicznym (Mal’šova in. 1971).

Od lat 70-tych zaczynają lawinowo pojawiać się prace palinologiczne, które rozproszone są w różnych czasopismach i konferencyjnych wydaniach książkowych. Jeden z obiektów to wysokie torfowisko Łukaszkin Jar koło Tomska (Glebov i in. 1974). W profilu wiercenia oprócz pyłków datowano metodą ¹⁴C trzynaście poziomów torfu. Dane te wykorzystane zostały (jako jedyne wówczas z tej części Syberii) dla określenia szybkości akumulacji torfów Eurazji (Żurek 1976). Volkova i Levina (1982) podsumowały cały dotychczasowy materiał wykorzystując ponad 200 wierceń z osadami holocenijskimi datowanymi analizą pyłkową. Ponad 50 z nich miało datowania radiowęglowe. Krytyczna analiza pozwoliła autorkom ustalić granice okresów klimatycznych Blytt-Sernandera dla

holocenu Niziny Zachodniosyberyjskiej: 10 000–9000–8000–5000–3000–1000. Kilka lat później (Volkova in. 1989) pokazano schemat klimatostratygraficzny dla Zachodniej Syberii w postaci krzywych chłodu, ciepła i wilgotności od allerödu do dziś.

W ostatnim czasie szereg torfowisk w rejonie Tomska datowała metodą pyłkową Blyakharchuk (2000, 2003), a powtórnemu szczegółowemu badaniu poddano torfowisko Żukowskie na międzyrzeczu Obu i Tomu (Borisova i in. 2005). Dwanaście dat ^{14}C pozwoliło ustalić

szybkość akumulacji gytii i torfu, oraz poczynić szereg uwag na temat rekonstrukcji paleogeograficznych dla późnego glacjału i holocenu Zachodniej Syberii. Jednocześnie, w roku 2001, w północnej części Wielkiego Torfowiska Wasiużańskiego trzej badacze fińscy wykonali 11 wierceń datując 30 poziomów torfu analizą ^{14}C (Turunen i in. 2001). Najstarsze datowanie z poziomu 330–335 cm wynosi 12 305 kal BP. Jest to dotychczas najstarsza publikowana data wieku torfu z Niziny Zachodniosyberyjskiej.

LITERATURA

- Andreev V.N., 1934 – Kormovaâ baza Âamalskogo olenevodstva. *Sovetskoe olenevodstvo*, 1: 99–164.
- Andreev V.N., 1938 – Obsledovanie tundrovych olen'ich pastbiš s pomošû samoleta. *Trudy NII polârn. emledelâ, životnovodstva i promysl. choz-va, ser. Olenevodstvo*, 1: 7–132.
- Andreev V.N., 1940 – Metodika vozdušno glazomernogo obsledovaiâ ol'enich pastviš. *Trudy NII polârn. zemledelâ, životnovodstva i promysl. choz-va, ser. Olenevodstvo*, 12.
- Baryšnikov M.K., 1929 – Osokovo-gipnovye bolota Zapadnogo Vasûgan'â (Narymskij Kraj). Izdanie Instituta Lugovoj i Bolotnoj Kul'tury, Moskva: 3–38.
- Blyakharchuk T.A., 2000 – Istoriâ rastitel'nosti ũgo-vostoka Zapadnoj Sibiri v golocene po dannym botaničeskogo isporovo-pyl'cevoego analiza torfa. *Sibirskij ekologičeskij Źurnal*, 5: 659–668.
- Blyakharchuk T.A., 2003 – Four new pollen sections tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland. *The Holocene*, 13: 715–731.
- Boč M.S., Mazing V.V., 1979 – Ekosistemy bolot SSSR. Nauka, Leningrad: 1–187.
- Borisova O.K., Zelikon E.M., Kremeneckij K.V., Novenko E.Ŭ., 2005 – Landšaftno-klimatičeskie izmieneniâ v Zapadnoj Syberi v pzdnelednikov'e i glocene c svete nowych palinologičeskich dannych. *Izvestia RAN, ser. Geografičeskaa*, 6: 38–49.
- Bronzov A.Â., 1930 – Verchovye bolota Narymskogo Kraâ. (Basejn r. Vasûgana). *Trudy Naučno-issled. Torfianogo In-ta vyp.*, 3: 1–100.
- Čtteniâ pamâti Ŭ.A. L'vova (sbornik statej), 1995 – Tomskij Gosudarstvennij Universitet, Tomsk: 1–274.
- Dranicyn D.M., 1915 – Materialy po počvovedeniû i geologii zapadnoj časti Narymskogo kraja. Petrograd, vyp. I.
- Genkel' A.A., Krasovskij P.N., 1937 – Materialy po po izučeniû ozer, zajmiš, bolot i torfânikov Zapadno-Sibirskoj lesostepi. *Učenyje Zapiski Permskogo Gos. Univ.*, 3,1: 3–75.
- Glebov F.Z., 1963 – Bolota i zaboločennye lesa v vostočnoj časti basseina r. Dubčes. W: P'âvčenko N.I. (red.), *Zaboločennye lesa i bolota Sibiri*. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva: 33–64.
- Glebov F.Z., 1969 – Bolota i zaboločennye lesa lesnoj zony Eniseiskogo Levoberež'â. Nauka, Moskva: 1–132.
- Glebov F.Z., Tolejko L.S., Starikov È.V., Židovlenko V.A., 1974 – Palinologičeskaa charakteristika i datirovanie po ^{14}C torfânika v Aleksandrovskom Rajonie Tomskoj Oblasti (srednetaežnaâ podzona). W: *Tipy bolot SSSR i Ppincipi ich klassifikacii*. Nauka, Leningrad: 194–199.
- Gorodkov B.N., 1916 – Opyt deleniâ Zapadno-Sybirskoj nizmennosti na botaniko-geografičeske oblasti. *Ežegodnik Tobol'skogo Gubernskogo Muzea*, 27.
- Gorodkov B.N., 1932 – Večnaâ merzlota v Severnom krae. *Trudy Soveta po izuč. proizvodit. sil. ser. severnaâ 1 AN SSSR*, Moskva, Leningrad 1–109.
- Gorodkov B.N., 1935 – Rastitel'nost' tundrovoj zony SSSR. W: *Rastitelnost' SSSR*, T.1, Izdatelstvo AN SSSR, Moskva. Leningrad: 297–354.
- Govoruchin V., 1938 – Zapadnyj bereg Tazovskoj guby Karskogo morâ. *Učenyje zapiski Moskovskogo Gosud. Universiteta. Geografiâ*, 19.
- Grigorovski H., 1884 – Opisane Vasuganskoy tundry. *Zapiski Zap.-Sib. Otd. Russk. Geogr. O-va*, 6.
- Il'in R.S., 1930 – Priroda Narymskogo kraâ. Rel'ev, geologiâ landšafty počvy. Materialy po izučenniu Sybiri, T. 2. Tomsk: 1–344.

- Iniševa L.I., Zemtscov A.A., Novikov S.M., 2011 – Vasyugan Mire, Natural Conditions, Structure and Functioning. Tomsk State Pedagogical University Press, Tomsk: 1-160.
- Ivanov K.E., Novikov S.N. (red.), 1976 – Bolota Zapadnoj Sibiri, ich stroenie i gidrologičeskij režim. Gidrometeoizdat, Leningrad : 1-447.
- Kac N.Â., 1929 – O tipach bolot Zapadno-Sibirskoj nizmennosti i ich meridionalnoj zonal'nosti. *Vestnik Torfânogo Dela*, 3: 3-15.
- Kac N.Â., 1946 – Bolota soverskoj Azii (opyt rajonirovaniâ). *Bûl. Mosk. Obšestva ispyt. prir. otd. biol.*, 51,3: 99-108.
- Kac N.Â., 1948 – Tipybolot SSSR i Zapadnoj Evropy i ich geografičeskoe razprostranienie. Geografiz., Moskva: 1-320.
- Kac N.Â., 1971 – Bolota zemnogo šara. Nauka, Moskva: 1-295.
- Kac S.V., 1953 – Istoria lesov v Zapadnoj Sibirii s neogena do sovremennogo perioda. Avtoreferat diss. na soiskane učen. step. kandid. biol. nauk., Moskva.
- Kac N.Â., Kac S.V., 1946 – Istoriâ rastitel'nosti bolot severa Sybiri kak pokazatel' izmenenij poslednikovogo landšafta. *Trudy Instituta Geografii*, 37: 331-356.
- Kac N.Â., Kac S.V., 1948 – Stratigrafiâ torfânikov Priobskogo severa. *Trudy Kom. po Izučenû Četvertičnogo Perioda*, 1: 15-54.
- Kac N.Â., Kac S.V., 1949 – O pozднеčetvertičnoj istorii landšafta ũžnoj časti Zapadnoj Sybiri. *Počvovedenie*, 8: 441-456.
- Kac N.Â., Kac S.V., 1950 – Ob èvolucii landšafta ũžnoj časti Zapadnoj Sybiri po dannym izučeniâ torfânikov. Trudy konfer. posporovopylcevomu analizu, 1948 goda. Moskva: 63-84.
- Kac N.Â., Neustadt M.I., 1963 – Bolota. W: Zapadnaâ Sibir'. Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva: 230-248.
- Karavaeva N.A., 1973 – Počvy tajgi Zapadnoj Sybiri. Nauka, Moskva: 1-167.
- Karavaeva N.A., 1982 – Zabolačivane i èvolûciâ počv. Nauka, Moskva: 1-296.
- Kind N.V., 1974 – Geochronologâ pozdnego antropogena po izotopnym dannym. Nauka, Moskva: 1-255.
- Kuzmina M.S., 1967 – Torfâniki Zapadnoj Sibiri. Nauka, Novosibirsk: 1-78.
- Kuznecov N.I., 1915 – Očerk rastitelnosti Narymskogo kraa Tomskoj guberni č. 2. Botan. Isled. 1911 g. vyp. 1. Pietrograd.
- Lapšina E.D., 2003 – Flora bolot ũgo-vostoka Zapadnoj Sibiri. Izdatelstvo Tomskogo Universiteta, Tomsk: 1-294.
- Lazukov G.I., 1965 – Rajon uralo-sibirskich lednikovych pokrovov i severnyj ledovityj okean. W: Markov K.K., Lazukov G.I., Nikolaev V.A. (red.), Četvertičnyj period, T. 1. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, Moskva: 151-235.
- Liss O.L., Berezina N.A., 1981 – Bolota Zapadno-Sibirskoj Ravniny. Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta, Moskva: 1-206.
- Malâsova E.S., Novikov S.M., Usova L.I., 1991 – Dynamika torfonakoplenâ i process obrazovan bugristych bolot Zapadnoj Sybiri. *Botaničeskij Žurnal*, 76,9: 1227-1238.
- Markov V.D., Ospennikova L.A., Skobeyeva Ye. I., Matukhina V.G., Inysheva L.I., Lapšina Ye.D., Mikhantjeva L.S., 1996 – General review of west-siberian mires. W: E. Lappalainen (red.) Global peat resources. International Peat Society, Jyskâ: 203-207.
- Neustadt M.I., 1936 – Torfânnye bolota Barabinskoy lesostepi. Trudy Centr. Torf. Opyt. Stanicii, T. 1: 73-85.
- Neustadt M.I., 1952 – O podrazdelenii pozднеčetvertičnoj (poslevaldajskoj ili goloce-novoj) epochi v SSSR i Evrope. Materialy po Četvertičnomu Periodu SSSR 3, AN SSSR, Moskva: 25-38.
- Neustadt M.I., 1957 – Istoriâ lesov i paleogeografiâ SSSR v golocene. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva: 1-404.
- Neustadt M.I., 1967 – Ob absolûtnom vozraste torfânych bolot Zapadnoj Sybiri. *Revue Romaine de Biologie, ser. Botanique*, 12,23.
- Neustadt M.I., 1971 – Mirovoj prirodnyj fenomen – zaboločennost' Zapadno-Sybirskoj Ravniny. *Izvestiâ AN SSSR, Ser. Geografičeskâ*, 1: 21-34.
- Neustadt M.I., 1977a – Kratkaâ istoriâ issledovanij. W: M.I. Neustadt (red.), Naučnye predposylki osvojenâ bolot Zapadnoj Sybiri. Nauka, Moskva: 8-12.
- Neustadt M.I. (red.), 1977b – Naučnye predposylki osvojenâ bolot Zapadnoj Sybiri. Nauka, Moskva: 1-227.
- Neustadt M.I. (red.), 1977c – The Word largest peat basin, its commercial potentialities and protection. *Int. Peat Society, Bull.*, 8: 37-43.
- Neustadt M.I., Selikson E.M., 1971 – Neue Angaben zur Strattigraphie der Torfmoore Westsibiriens. *Acta Agralia Fennica*, 123: 27-32.
- P'âvčenko N.I., 1955 – Bugristye torfianiki. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva: 1-279.
- P'âvčenko N.I., 1963a – K izučenû bolot Krasnijarskogo Kraa. W: N.I. P'âvčenko (red.) Zaboločennye lesa i bolota Sibiri. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva: 1-32.
- P'âvčenko N.I., 1963b – Lesnoe bolotovedene. Izdatelstvo AN SSSR. Moskva: 1-192.
- P'âvčenko N.I., Metel'ceva E.P., Kozlovskâ L.S., Gorlova R.N., 1973 – Paleogeografičeskije usloviâ golocena na ũge Zapadnoj Sibiri po dannym kompleksnogo izučeniâ torfânikov. W: Problemy biogeoceno-

- logii, geobotaniki i botaničeskoj geografii. Nauka, Leningrad: 207-218.
- Plotnikov A.F., 1901 – Narymskij Kraj. Zap. Russk. Geogr. O-va po otd. Statistiki 10,1. Sankt Petersburg.
- Pokrass E.P., Kac N.Ā., 1953 – Bolotoobrazovanye v svāzi s usloviāmi razvitiā rel'efa i noveišimi tektoničeskimi dviženiami v Barabinskoj Nizmennosti. *Izvestiā AN SSSR, Ser. Geografičeskā*: 42-53.
- Richter G.D., 1963 – Rel'ef i geologičeskoe stronie. W: Zapadnaā Sibir'. Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva: 22-69.
- Romanova E.A., 1977 – Tipologičeskā karta bolot Zapadno-Sibirskoj Ravniny. Glavnoe Upravlenie Geodezii i Kartografii, Moskva.
- Smirenskij A.A., 1946 – K voprosu o vliānii zonalnykh i lokalnykh faktorov na charakter torfānykh bolot Kazachstana. *Problemy Fizičeskoj Geografii*, 12: 107-127.
- Sukačev V.N., 1922 – K voprosu ob izmenenii klimata i rastitelnosti na severe Sibiri v posletrečičnoe vremā. *Meteorologičeskij Vestnik*, 32,1-4: 25-43.
- Tichomirov B.A., 1941 – O lesnoj faze v poslednikovoj istorii rastitel'nosti severa Sybiri i ee reliktach v sovremennoj tundre. Materialy po istorii flory i rastitel'nosti SSSR, T. 1. Moskva-Leningrad.
- Tûremnov S.N., 1957 – Rajonirovane torfānykh mestoroždenij. W: Torfānye mestoroždeniā Zapadnoj Sibiri. Nedra, Moskva.
- Tûremnov S.N., 1976 – Torfānye mestoroždeniā. Nedra, Moskva: 1-484.
- Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K., 2001 – Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia. *Global Biogeochemical Cycles*, 15,2: 285-296.
- Vasilev S.V., 2007 – Lesnye i bolotnye landšafty Zapadnoj Sybiri. Tomsk: 1-275.
- Vasilev S.V., Titlyanova A.A., Velichko A.A. (red.), 2001 – Proceedings of the International Field Symposium, Noyabrsk, August 18 – 22, 2001. Novosibirsk: 1-250.
- Veličko A.A., Faustova M.A., 1982 – Problemy obosnouiā maksimalnoj granicy pozdnepleistocenogo oledeneniā na Severe Evrazii. Razvitie prirody territorii SSSR v pozdnem plejstocene i golocene. Nauka, Moskva: 7-16.
- Volkova V.S., Levina T.P., 1982 – Rastitel'nost golocena Zapadnoj Sybiri po palinologičeskim dannym. W: Razvitie prirody territorii SSSR v pozdnem plejstocene i golocene. Nauka, Moskva: 186-192.
- Volkova V.S., Bachareva V.A., Levina T.P., 1989 – Rastitelnost i klimat golocena Zapadnoj Sibiri. W: N.A. Chotinski (red.), Paleoklimaty pozdnelednikov'vā i golocena. Nauka, Moskva: 90-95.
- Vompersky S.E. (red.), 2007 – Proceedings of the Second International Field Symposium Chanty-Mansijisk, August 24 – September 2, 2007. Tomsk: 1-178.
- Žylinskij I.I., 1907 – Očerķ gidrotechničeskikh rabot v rajone Sybirskoj železnoj dorogi po obvodnenū pereselenčeskich učastkov v Išimskoj stepi I osušenū bolot v Barabe. 1895-1904 gg. Sankt Petersburg.
- Żurek S., 1984 – Verteilung und Charakter europāischer Moore. *Telma*, 14: 113-125.
- Żurek S., 1976 – The problem of growth of the Eurasia peatland in the Holocene. Vth International Peat Congress Vol. 2, Poznań, Poland, September 21-25, 1976: 99-122.
- Żurek S., 2002 – Międzynarodowe Sympozjum Terenowe „Torfowiska Zachodniej Syberii obieg węgla: przeszłość i terażniejszość”. Noyabrsk, 18-22 VII 2001. *Prz. Geogr.*, 74(2): 309-316.
- Żurek S., 2008 – II Międzynarodowe Terenowe Sympozjum „Torfowiska zachodniej Syberii i cykle węgla: przeszłość i terażniejszość”. Chanty-Mansijisk, 24 VIII-2 IX 2007. *Prz. Geogr.*, 80(3): 483-487.

THE WEST SIBERIAN PLAIN – A CURIOSITY AMONG PEATLANDS OF OUR PLANET

SUMMARY

Abstract. The West Siberian Plain (2 745 thousand km²) is confined by the Yenisey River, Altaj, Ural Mountains and Kara Sea. In the last 12 thousand years the peatlands has been covered the area of 760 km². The first studies of the peatlands began in the end at the 19th century and intensified in the 1920's and 1930's. After the Second War studies were carried out by the Academy of Science, universities and governmental research institutes. Peatland landscape depend on the climatic vegetation zones. Arctic mineral sedge mires develop in tundra. The forest-tundra zone includes flat palsa mires with a height of up to 1 m. The northern taiga zone is dominated by high palsa mires with a height of up 11 m. The central part of the plain is occupied by the raised bog. In the consecutive zone raised bogs intermingle with transitional bogs and fens. Here the largest mire

of the World is located – Great Vasyugan Mire with an area of 5,3 million ha. The southern part of the plain is occupied by the zone of reed, tall-sedge mires and salt water marshes.

Key words: the West Siberian Plain, peatlands, history of peatland studies, peat zones, age of peatland

The largest plain of the Earth (2745 thousand km²) is confined by the Ural Mountains, the Kara Sea, the Yenisei River, and uplands with the Altai Mountains to the south. This slightly concave basin with the Ob and Irtysh River valleys has been covered with peatlands with the area of 760 thousand km² throughout the last 12 thousand years. In the north, their development was affected by permafrost, in the central part by the prevalence of precipitation over evaporation, and in the south by land relief rich in depressions and lakes. The first expeditions aimed at studies on the peatlands began at the end of the 19th century, and intensified in the 1920's and 1930's (Bronzov, Neustadt, Andreev, Gorodkov). After the Second World War, the expeditions were more frequent and numerous. Studies were carried out by the Academy of Sciences (Institute of Forestry, Institute of Geography), universities (Tomsk State University, Moscow State University) and governmental research institutes (State Hydrological Institute in Petersburg, Giprotor-frazviedka). Research was also conducted by individual outstanding scholars such as: Prof. P'ávčenko (tundra peatlands) and Prof. Kac with his wife (pollen analyses, peatland regionalisation). Only in the 21st century two large international field conferences were held concerning comprehensive studies on West Siberia (in Noyabrsk in 2001 and in Khanty-Mansiysk in 2007).

Peatland landscapes depend on the climatic-vegetation zones. In the tundra, Arctic mineral sedge peatland, polygon-ridges and ice-wedge-palsa develop. The forest-tundra zone includes

flat palsa peatlands with a height of up to 1 m. To the south, the northern taiga zone is dominated by high palsa peatlands with a height of up to 11 m, dissected with small inundated hollows. The central, forested part of the West Siberian Plain (46 % of its area) is occupied by the zone of raised bogs with the peatlands cover of up to 40–70%. The convex peat deposits are dominated by thick layers of sphagnum peat *fuscum*. In the consecutive zone, raised bogs intermingle with transitional bogs and fens in river valleys. Here, between the Ob and Irtysh Rivers, the largest peatland of the World is located – the Great Vasyugan Mire with an area of 5.3 million ha. The southern part of the plain is occupied by the zone of reed, tall-sedge, and saltwater marshes. Small raised bogs called “rjam” rarely rise above them (4 to 6 m higher).

Simultaneously with the studies on peat deposits, attempts were taken in order to determine the beginning of peat development on the plain, the peat accumulation rate, and climatic changes that occurred in the Holocene, affecting the development of peatlands. All those issues are discussed in works by S.V. Kac and M.I. Neustadt. The latter distinguished two types of pollen diagrams for the West Siberian Plain already in 1952, namely the forest and forest-steppe type. The author was also the first to date the age of peat by means of the ¹⁴C analysis. The latest studies regarding the age of peatlands are conducted by Blâcharčuk from Tomsk and Borisov from the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences in Moscow.

Z okazji setnego numeru *Acta Geographica Lodziensia*

Wydawana przez Łódzkie Towarzystwo Naukowe seria *Acta Geographica Lodziensia* (do 10 numeru – *Acta Geographica Universitatis Lodziensis*) została założona w 1948 roku przez Jana Dylika, twórcę i Kierownika Zakładu Geografii Uniwersytetu Łódzkiego oraz Sekretarza Generalnego, a następnie Prezesa Łódzkiego Towarzystwa Naukowego. Jako organizator badań naukowych w Łodzi, Jan Dylik dążył do włączenia młodego ośrodka w trendy nauki światowej. Serię widział jako drogę komunikacji naukowej – miała propagować łódzką myśl geograficzną w Polsce i na świecie, a jednocześnie torować jej autorom drogę kontaktów, także zagranicznych. Poszukiwanie merytorycznych, przestrzennych i metodycznych ram badań jest wyraźnie widoczne jako cel pierwszych, jeszcze nieregularnie (0–7 rocznie) publikowanych zeszytów. Od początku wychodziły one w wysokim nakładzie (od 2000 egzemplarzy dla początkowych numerów) i z szerokimi streszczeniami obcojęzycznymi. Większa część każdego numeru (ok. 500 sztuk) była przeznaczana na wymianę. *Acta Geographica Lodziensia* docierały do kilkuset placówek geograficznych na całym świecie, pozyskując w rewanżu czasopisma, których zdobycie inną drogą nie było możliwe. Niewątpliwie właśnie tej serii zawdzięczaliśmy w Bibliotece Instytutu Geografii Uniwersytetu Łódzkiego wyjątkową, nie tylko w skali Polski, listę czasopism zagranicznych z zakresu nauk o Ziemi. Wynikiem szerokiej, wieloletniej wymiany stała się również obecność ukazujących się w serii prac w światowej bibliografii geograficznej, a w licznych przypadkach także kontakty i współpraca naukowa autorów.

Acta Geographica Lodziensia dotyczą różnych specjalności geografii fizycznej (3 wyjątki – 2/1948, 9/1962, 15/1962), chociaż przeważa tematyka z zakresu geomorfologii i paleogeografii. Aż 80 numerów ma charakter monografii autorskich. Po pierwszych, teoretyczno-programowych i metodycznych pracach, od początku lat sześćdziesiątych charakterystyczne stają się monografie (ok. 50) opracowane na podstawie coraz liczniej broniących w Łodzi doktoratów, publikowane po zakończeniu przewodu i uwzględnieniu uwag recenzentów, przedstawieniu pracy na zebraniu Komisji Geograficznej III Wydziału ŁTN, a w końcu jej zakwalifikowaniu do druku przez zespół redakcyjny. Znalezienie się na liście autorów tego, umownie drugiego, cyklu staje się ambicją geografów fizycznych i niejako warunkiem koniecznym obecności w cyklu trzecim, złożonym z rozpraw habilitacyjnych. Rozpoczął się on w pierwszych latach siedemdziesiątych, a dzisiaj obejmuje 15 rozpraw – 3/4 z 20 przygotowanych w ośrodku z geografii fizycznej. Do odrębnej, niewątpliwie najwyższej grupy należą dwie prace „profesorskie” (45/1982 i 60/1990).

Większość opublikowanych w *Acta Geographica Lodziensia* monografii autorskich była oparta na badaniach terenowych w Polsce Środkowej i stanowi dokumentację, a przede wszystkim interpretację środowiska naturalnego tzw. regionu łódzkiego. Problematyka z reguły wykracza jednak poza ramy regionalne, a wnioski często wnoszą wkład ogólny do nauk o Ziemi. Prace są wielokrotnie cytowane w wydawnictwach, także zagranicznych – zarówno w periodykach, jak i monografiach problemowych oraz podręcznikach. Liczne zyskały dobrą lub bardzo dobrą opinię formalną, a ponad połowa tomów została wyróżniona: jeden (4/1953) uzyskał Nagrodę Państwową II^o, trzy (19/1965, 28/1972, 45/1982) – Nagrody Ministra Szkolnictwa Wyższego II^o, dwadzieścia – Nagrody Ministra Szkolnictwa III^o, jeden – Nagrodę Wydziału III PAN, ponad dwadzieścia – Nagrody Rektora Uniwersytetu Łódzkiego II^o lub III^o. Dwie prace otrzymały Nagrody Rady Naukowej Województwa Łódzkiego.

Oprócz monografii, 20 tomów serii *Acta Geographica Lodziensia* – statystycznie co piąty z zeszytów – to tomy zbiorowe, wydawane z różnych, zawsze wyjątkowych okazji, chociaż najczęściej jako pokłosie organizowanych w Łodzi ogólnopolskich/międzynarodowych konferencji tematycznych i/lub jubileuszowych. Łącznie zamieszczono w nich 225 artykułów (40 w językach kongresowych) 283 autorów, w tym 30 zagranicznych. Pierwszy tom zbiorowy – *Studia z geomorfologii dynamicznej* (8/1958) – pojawił się dziesięć lat po założeniu serii. Badania zrealizowane w regionie łódzkim i Górach Świętokrzyskich opublikowano w nim wraz z teoretycznym podsumowaniem i pełną bibliografią dorobku ośrodka oraz dalszym programem badawczym przedstawionym przez Jana Dylika. Po latach nie ulega wątpliwości, że tom miał zamykać wstępny, „poszukiwawczy” okres w historii geo-

morfologii łódzkiej i jednocześnie nadawać kierunek badań w nowopowstałym Instytucie Geografii Uniwersytetu Łódzkiego. Do szczególnie znaczących merytorycznie należą również *Problemy czwartorzędu* (24/1970) – 36 prac, w tym 18 artykułów autorów zagranicznych i 18 autorów polskich (10 „łódzkich”). Szeroki przegląd ówczesnych, światowych kierunków badań geograficznych stanowi dowód na międzynarodową rangę serii, a niewątpliwie jest również hołdem składanym Profesorowi Janowi Dylikowi, który tym tomem żegnał się z funkcją Redaktora *Acta Geographica Lodziensia*. Kolejny tom zbiorowy *Studia z paleogeografii czwartorzędu* (AGL 37/1976), pierwszy zredagowany przez Halinę Klatkową, był spóźnionym o trzy lata tomem dedykowanym pamięci Profesora przez uczniów. Jedynym tomem obcojęzycznym (języki angielski i niemiecki), ze streszczeniami w języku polskim, był numer 68/1995: *The Cold Warta Stage – lithology, palaeogeography, stratigraphy* zawierający referaty wygłoszone na Sympozjum Międzynarodowej Unii Geograficznej w 1994 roku w Łodzi. Było to najwyższej rangi wydarzenie międzynarodowe sprawozdawane w *Acta Geographica Lodziensia*. W ostatnich latach, prace autorów zagranicznych nie były publikowane. Ukazało się natomiast 8 zbiorowych tomów tematycznych, a wśród nich trzy jubileuszowe: *Poligeniza rzeźby w Polsce* (71/1996), dedykowany Profesor Halinie Klatkowej, która przez 27 lat pełniła funkcję Sekretarza, a kolejne 21 Redaktora serii; *Przemiany krajobrazu naturalnego Polski* (74/1998), dedykowany Profesorowi Tadeuszowi Krzemińskiemu oraz bieżący tom p.t. *Uwarunkowania rzeźby niżowej* (100/2012) zawierający referaty przedstawione na jubileuszu urodzin niżej podpisanej.

Kolejne numery serii *Acta Geographica Lodziensia* mają bardzo różną objętość – od 3 do 30 arkuszy wydawniczych – i format. Przez wiele lat charakterystyczny był format A5, który od 2005 roku został zmieniony na A4, przy równoczesnym zmianie układu tekstu na dwukolumnowy. Jest to jeden z efektów dostosowywania serii do współczesnych wymagań edytorskich, czynionych staraniem Wydawnictwa – Łódzkiego Towarzystwa Naukowego. Wcześniej było to przykładem zmiany strony graficznej i kolorowa wersja okładki oraz nowy układ strony redakcyjnej. Niestety w dalszym ciągu, poszczególne tomy mają ilustracje czarno-białe lub kolorowe zmiennie, zależnie od aktualnych możliwości finansowych Wydawnictwa. Tradycyjnie, zarówno monografie jak i artykuły w tomach zbiorowych, zawsze zawierają obszerne streszczenia w języku angielskim (od 1994 r., wcześniej często francuskie, rzadziej niemieckie lub rosyjskie) oraz dwujęzyczne tytuły, abstrakty, podpisy pod ilustracjami i opisy tabel. W ostatnich latach dodano słowa kluczowe i afiliacje autorów.

Setny numer serii, o niewątpliwie świetnej przeszłości i niepodważalnych zasługach dla łódzkiego środowiska geograficznego, skłania do refleksji na temat współczesnej roli *Acta Geographica Lodziensia*. Zgodnie z opiniami sporządzanymi na prośbę Wydawnictwa ŁTN (w ostatnich latach: Paweł Jokiel, Krzysztof Kożuchowski, Maria Łanczont, Teresa Madeyska, Leszek Marks, Zbigniew Michalczyk, Włodzisław Mizerski, Elżbieta Mycielska-Dowgiałło, Bolesław Nowaczyk, Jan Szupryczyński), seria pozostaje popularna i w dalszym ciągu traktowana jest jako wizytówka ośrodka łódzkiego. Jej rola podczas 65 lat od powstania musiała jednak ulec zmianie. Wymiana, nie tylko ze względu na spadek nakładu (200 egz. w chwili obecnej) straciła uzasadnienie jako droga pozyskiwania publikacji zagranicznych dzięki rozwojowi współczesnych form komunikacji naukowej. Informacja o kolejnych numerach i obszerne streszczenia w językach kongresowych są publikowane (pełne prace – w planach) na stronie Wydawnictwa Łódzkiego Towarzystwa Naukowego (<http://www.ltn.lodz.pl>), a do literatury światowej mamy dostęp online dzięki Bibliotece Uniwersytetu Łódzkiego. Niewątpliwie aktualna pozostaje natomiast, kultywowana przez wszystkie dotychczasowe zespoły redakcyjne i doceniana przez autorów, rola *Acta Geographica Lodziensia* jako merytorycznego, bez mała kompletnego świadectwa rozwoju myśli naukowej łódzkiego ośrodka geograficznego w zakresie nauk o Ziemi. Od nas zależy, jaka będzie jej waga wraz z upływem lat.

Redaktor serii
Krystyna Turkowska

**SPIS PRAC OPUBLIKOWANYCH W SERII
ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
W LATACH 1948–2012**

1948

1. **J. Dylik** – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podłódzkiego obszaru (*résumé: Unités morphographiques des environs de Łódź*), 5 rysunków, 1 mapa poza tekstem; 46 ss.
2. **J. Dylik** – Rozwój osadnictwa w okolicach Łodzi (*summary: The development of settlement in the Łódź region*), 1 tablica, 5 mapek barwnych, 5 mapek w tekście; 88 ss.

1952

3. **A. Dylikowa** – O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej (*résumé: De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire*), 42 rysunki, 4 tablice; 74 ss.

1953

4. **J. Dylik** – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski (*résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale*), 24 rysunki, 24 fotografie, 4 mapy poza tekstem; 109 ss.

1955

5. **S. Jewtuchowicz** – Struktura sandru (*summary: Structure of outwash plain*), 22 rysunki, 20 fotografii; 56 ss.

1956

6. **F. Różycki** – Trzeciorzęd Łodzi i okolic (*summary: Tertiary deposits in the country around Łódź*), 13 rysunków, 6 fotografii; 47 ss.
7. **S. Jewtuchowicz** – Struktura drumlinów w okolicach Zbójna (*résumé: Structure des drumlins aux environs de Zbójno*), 30 rysunków, 13 fotografii; 74 ss.

1958

8. **Zbiorowy** – Studia z geomorfologii dynamicznej (*Recherches sur la géomorphologie dynamique*), 52 rysunki, 78 fotografii, 6 map, 1 tabela poza tekstem; 268 ss.

J. Dylik – Rozwój myśli badawczej w łódzkim ośrodku geomorfologicznym (*résumé: Développement des recherches géomorphologiques à Łódź*); 7-21.

J. Dylik – Istota i metody geomorfologii dynamicznej (*résumé: Notion et méthodes de la géomorphologie dynamique*); 23-66.

M. Dorywalski – Przykład mapy morfodynamicznej (*summary: An example of morphodynamic map*); 67-97.

H. Klatkova – Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich (*résumé: Etude morphodynamique d'un ravin dans les Montagnes de Saint Croix*); 99-164.

T. Klatka – Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja (*résumé: Limons anthropogènes de la vallée de la Świślina et leur interprétation dynamique*); 165-193.

B. Manikowska – Dynamika dna doliny Czarnawki (*summary: The dynamics of the valley floor of the River Czarnawka*); 195-232.

A. Dylikowa – Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi (*résumé: Phases du développement des dunes aux environs de Łódź*); 233-268.

1962

9. T. Olszewski – Geograficzne warunki rolnictwa chińskiej prowincji Kiangsu (*summary: Geographic conditions of agriculture in Kiangsu, China*), 22 rysunki, 35 tablic, 18 map poza tekstem; 201 ss.

10. J. Olchowik-Kolasińska – Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny (*résumé: Classification génétique des structures de mollisol*), 32 rysunki, 40 fotografii; 101 ss.

11. S. Jewtuchowicz – Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu (*summary: Glacial morphologic studies in Northern Sörkapp*), 20 rysunków, 42 fotografie; 75 ss.

12. T. Klatka – Geneza i wiek Gołoborzy Łysogórskich (*résumé: Champs de pierres de Łysogóry. Origine et âge*), 27 rysunków, 24 fotografie; 124 ss.

13. Zbiorowy – Zagadnienia klimatyczne Kotliny Podhalańskiej (*Some climatological problems of the Podhale region*), 13 rysunków; 70 ss.

S. Zych, H. Boniecka-Żółcik – Klimat miejscowy Pienin a projektowane zapory na Dunajcu (*summary: Possible influence of the projected dammed-lake in the Dunajec valley on the local climate of the Pieniny region*); 7-25.

J. Michalczewski – Długotrwałe zastoiska mrozowe Kotliny Podhalańskiej (*summary: Persisting frost holes in the Podhale Basin*); 27-70.

14. S. Wadas – Oz Gostyniński (*résumé: Os de Gostynin*), 36 rysunków, 24 fotografie; 76 ss.

15. T. Olszewski – Rejony rolnicze północnego obszaru województwa łódzkiego (*summary: Agricultural regions of the Łódź area*), 32 rysunki i mapy; 151 ss.

1963

16. Zbiorowy – Materiały do poznania współczesnych procesów morfogenetycznych (*Matériaux sur les processus morphogénétiques actuels*); 15 rysunków, 25 fotografii, 3 mapy poza tekstem; 69 ss.

U. Koziejowa – Denudacja stoków w rocznym cyklu klimatycznym (*résumé: Erosion des versants au cours du cycle climatique d'une année*); 7-56.

Z. Poprawski – Analiza stopnia zaokrąglenia otoczków Prądnika i jego dopływów (*résumé: Indice d'émoussé des galets du Prądnik et de ses affluents*); 57-69.

17. J. Dylik – Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej (*résumé: Problèmes nouveaux du pergélisol pléistocène*), 22 rysunki, 23 fotografie; 93 ss.

1964

18. S. Tyczka – Bioklimat Kołobrzegu (*summary: Bioclimate of Kołobrzeg*), 9 rysunków; 91 ss.

1965

19. H. Klatkova – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (*résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź*), 57 rysunków, 44 fotografie, 4 mapy poza tekstem; 142 ss.

20. J. Jersak – Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (*résumé: Stratigraphie et genèse des loess des environs de Kunów*), 36 rysunków, 12 fotografii, 1 mapa poza tekstem; 121 ss.

- 21. T. Krzemiński** – Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską (*résumé: La percée de la vallée de la Warta par le plateau de Wieluń*), 26 rysunków, 38 fotografii; 95 ss.

1966

- 22. B. Manikowska** – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (*résumé: Les sols du Pléistocène supérieur aux environs de Łódź*), 29 rysunków, 41 fotografii; 166 ss.
- 23. Z. Klajnert** – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego (*summary: Origin of Domaniewice Hills and remarks on the mode of waning of the Middle Polish ice sheet*), 57 rysunków, 43 fotografie; 134 ss.

1970

- 24. Zbiorowy** – Problemy czwartorzędu (*Problèmes du Quaternaire*), 85 rysunków, 67 fotografii; 446 ss.

S. Leszczycki – Rozwój i rozmieszczenie naukowej kadry geograficznej w Polsce, w latach 1945-1967 (*summary: Evolution and distribution of the scientific staff of geographers in Poland in the time from 1945 to 1967*); 29-41.

J.P. Bakker – Differential tectonic movements and climatic changes in the Mountain area of Surinam (Guyana) during the Quaternary Period; 43-60.

J. Bartosik – Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (*résumé: Limite de la glaciation de la Pologne Centrale (Riss) en périphérie north-est du Massif de Saint Croix*); 61-74.

J.B. Bird – The final phase of the Pleistocene ice sheet North of Hudson Bay; 75-89.

W. Chmielewski – Późnoplejstocenijskie struktury zmarzlinowe w Witowie (*résumé: Les structures dues au gel d'âge tardiglaciaire à Witów*); 91-99.

T. Czudek, J. Demek – Pleistocene cryopedimentation in Czechoslovakia; 101-108.

M. Derruau – Sur le Quaternaire et le volcanisme du Massif Central Français; 109-115.

M. Dorywalski – Z zagadnień współczesnego kształtowania rzeźby niżowej (*résumé: Le façonnement du relief actuel des plaines*); 117-127.

J. Dresch – Observation sur les buttes gazonnées, les tourbières et les "PALSAS" en Laponie; 129-133.

A. Dylikowa – Cechy podłoża wydmy w Katarzynowie koło Łodzi (*résumé: Traits du substratum des dunes à Katarzynów aux environs de Łódź*); 136-154.

R. Galon – Uwagi o wpływie konfiguracji i struktury podłoża plejstocenu na rozwój sieci dolinnej Polskiego Niżu (*résumé: Remarques sur l'influence de la configuration et de la structure du substratum sur le relief glaciaire de la Plaine Polonaise*); 155-164.

H. Gawlik – Rola procesów peryglacialnych w rozwoju rzeźby Kotliny Szczercowskiej (*résumé: Le rôle des processus périglaciaires dans l'évolution du relief du Bassin de Szczerców*); 165-179.

J.S. Goździk – Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie łódzkim, w świetle analizy ich wypełnień (*résumé: Genèse des fentes de gel dans la région de Łódź à la lumière de l'analyse de leurs remplissages*); 181-196.

A. Guilcher – Neo-tectonique quaternaire dans les Montagnes de Nouvelle Guinée, Océan Pacifique; 197-203.

G. Hoppe – The Würm ice sheets of northern and arctic Europe; 205-215.

A. Jahn – Najniższe stanowisko czynnych gruntów strukturalnych w Tatrach i problem dolnej granicy występowania zjawisk peryglacialnych w górach (*summary: The lowermost site of active patterned ground in the Tatras and the problem of the lower limit of periglacial phenomena in mountains*); 217-224.

J. Jersak – Głównie kierunki wiatrów osadzających less w czasie ostatniego piętra zimnego (*résumé: Les directions des vents prédominants accumulant les loess au cours du dernier étage froid*); 225-238.

S. Jewtuchowicz – Strukturalne zaburzenia w morenie kutnowskiej (*summary: Disturbances in the structure of the Kutno terminal moraine*); 239-248.

A. Journaux, Ph. Bardey – Réflexions sur les sols polygonaux, les sols striés et les nids de pierre; 249-258.

T. Klatka – Charakter pedologiczny i pozycja stratygraficzna kompleksu gleby kopalnej w lessach regionu świętokrzyskiego (*résumé: Caractère pédologique et position stratigraphique du complexe de sol fossile dans les loess du Massif de Saint Croix*); 259-275.

- J. Kolasińska** – Niektóre formy krasu termicznego w Centralnej Jakucji (*résumé: Certaines formes du thermokarst en Yakoutie Centrale*); 277-284.
- J. Kondracki** – Terminy stosowane w nazewnictwie fizycznogeograficznym Polski (*résumé: Les termes appliqués dans la nomenclature physico-géographique de la Pologne*); 285-293.
- B. Krygowski** – W sprawie kryteriów klasyfikacji glin morenowych (*résumé: Note au sujet des critères de classification des argiles morainiques*); 295-303.
- T. Krzemiński** – Osady i struktury peryglacjalne w wieluńskim odcinku doliny Warty (*résumé: Dépôts et structures périglaciaires dans la vallée de la Warta près de Wieluń*); 305-316.
- J. Lundqvist** – Studies of drumlin tracts in Central Sweden; 317-326.
- B. Manikowska** – Późnoplejstocénskie gleby kopalne w wydmy koło Annopola nad Wisłą (*résumé: Les sols fossiles tardiglaciaires dans la dune près d'Annopol sur la Vistule*); 327-336.
- K.K. Markov** – Le froid et le périglaciaire du Pléistocène; 337-341.
- M. Pécsi** – La division lithostratigraphique des loess du Pléistocène supérieur en Hongrie; 343-356.
- T.L. Péwé** – Altiplanation terraces of early Quaternary age near Fairbanks, Alaska; 357-363.
- A.I. Popov** – Underground ice of Northern Eurasia; 365-369.
- R. Raynal** – Les formations litées de versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble; 371-387.
- S. Rudberg** – The areas of bare rock in Fennoscandia; 389-397.
- E. Rühle** – Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem (*résumé: Les nouvelles unités stratigraphiques de la glaciation de la Pologne Centrale (Riss) sur le territoire entre la moyenne Vistule et le bas Bug*); 399-412.
- A. Środoń** – *Hippophaë rhamnoides* L. in the Quaternary of Poland; 413-424.
- J. Tricart** – Convergence de phénomènes entre l'action du gel et celle du sel; 425-436.
- A.L. Washburn** – An approach to a genetic classification of patterned ground; 437-448.
- 25. Z. Maksymiuk** – Hydrografia dorzecza Grabi (*résumé: Hydrographie du bassin de la Grabia*), 18 rysunków, 24 fotografie; 102 ss.
- 26. H. Gawlik** – Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej (*résumé: Géomorphologie du Bassin de Szczerców*), 24 rysunki, 21 fotografii; 104 ss.

1971

- 27. S. Jewtuchowicz** – Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii (*summary: The present-day marginal zone of Skeidararjökull, Iceland*), 11 rysunków, 24 fotografie; 52 ss.

1972

- 28. H. Klatkova** – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego (*résumé: Paléogéographie du Plateau de Łódź et de terrain avoisinant pendant la glaciation de la Warta*), 60 rysunków, 55 fotografii; 220 ss.
- 29. J. Bartosik** – Geomorfologia obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicach Iłży (*résumé: Géomorphologie du bord des Montagnes de Saint Croix aux environs d'Iłża*), 21 rysunków, 8 fotografii; 87 ss.
- 30. J. Kolasińska** – Morfogenetyczne objawy mroźnego klimatu na Półwyspie Kolskim (*résumé: Phénomènes morphogénétiques du climat froid de la Presqu'île de Kola*), 23 rysunki, 44 fotografie; 140 ss.

1973

- 31. J. Goździk** – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce (*summary: Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland*), 31 rysunków, 16 fotografii; 117 ss.

32. **J. Jersak** – Litologia i stratygrafia lessu Wyżyn Południowej Polski (*summary: Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands*), 22 rysunki, 22 fotografie; 139 ss.

1974

33. **T. Krzemiński** – Geneza młodoplejstoceńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty (*résumé: La genèse du relief glaciaire du Pléistocène supérieur dans le bassin de la Warta moyenne*), 30 rysunków, 36 fotografii; 167 ss.
34. **H. Dubaniewicz** – Klimat województwa łódzkiego (*summary: Climate of the Łódź region*), 35 rysunków, 27 tabel; 120 ss.

1975

35. **J. Wieczorkowska** – Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru (*résumé: L'évolution des versants des Collines de Romanów a la lumière de la paléogéographie de la région*), 46 rysunków, 26 fotografii; 118 ss.
36. **K. Kuydowicz-Turkowska** – Rieczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi (*résumé: Processus fluviaux périglaciaires sur le fond de la morphogenèse de la vallée de la Mroga*), 28 rysunków, 27 fotografii, 5 map poza tekstem; 122 ss.

1976

37. **Zbiorowy** – Studia z paleogeografii czwartorzędu (*Les études de la paléogéographie du Quaternaire*), 45 rysunków, 74 fotografie; 190 ss.
- J.S. Goździk** – O szczelinowych strukturach pasowych w Polsce (*summary: Stripe fissure structures in Poland*); 7-23.
- J. Jersak** – Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski (*summary: Interrelation between the less accumulation and development of fluvial processus in the foreland of the Carpathian Mountains and on the Southern Polish Uplands*); 25-74.
- Z. Klajnert** – Struktura form szczelinowych akumulowanych w warunkach martwego lodu i jej związek z dynamiką procesów deglacjacji na podstawie badań w południowej Zelandii (Dania) i w Polsce środkowej (*summary: Interrelation between the structures of crevasse filling forms accumulated in dead ice and the dynamics of deglaciation processes on the basis of investigation carried out in the South Zealand (Denmark) and in Middle Poland*); 53-72.
- T. Klatka** – Niektóre problemy czwartorzędowego rozwoju dolin centralnej części Gór Świętokrzyskich (*résumé: Les problèmes choisis du developement quaternaire des vallées de la partie centrale des Montagnes de Saint Croix*); 73-92.
- H. Klatkova** – Ślady środowiska eolicznego w rzeźbie powierzchni ziarn kwarcowych; wyniki analizy w elektronowym mikroskopie skaningowym (*summary: Traces of eolian medium on quartz sand grain surfaces; results obtained with the scanning electron microscope*); 97-112.
- J. Kolasińska** – Zjawiska peryglacialne w południowej strefie wieloletniej zmarzliny na przykładzie obszaru Zabajkala (*summary: Periglacial phenomena in southern zone of permafrost illustrated by example of Transbaikalia*); 113-126.
- K. Kuydowicz-Turkowska** – Typy kontaktów peryglacialnych osadów stokowych i rzecznych (*résumé: Les types des contacts des dépôts de versants et fluviaux périglaciaires*); 127-136.
- B. Manikowska** – Metoda barwienia skaleni azotynokobaltanem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędu okolic Łodzi (*résumé: La méthode de la coloration des feldspaths a l'aide du cobaltnitrite de sodium et son emploi dans les études du Quaternaire des environs de Łódź*); 137-174.
- A. Sadłowska** – Ślady form deglacjacji arealnej w obrębie zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Opoczna (*résumé: Les formes de la deglaciation aréale dans la région de la glaciation de la Polotne Centrale aux environs d'Opoczno*); 175-182.
- J. Wieczorkowska** – Rola zagłębień bezodpływowych w rozwoju rzeźby okolic Łodzi (*résumé: La role des dépressions fermées dans l'évolution du relief des environs de Łódź*); 183-190.

1977

39. **K. Krajewski** – Późnoplejstoceny i holoceny procesy wydmywające w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru (*summary: Late-Pleistocene and Holocene dune-forming processes in the Warsaw-Berlin Pradolina*), 22 rysunki, 26 fotografii; 87 ss.

1978

38. **Z. Klajnert** – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu (*summary: Waning of the Warta ice-sheet on the Skierniewice Interfluvium and its northern foreland*), 47 rysunków, 38 fotografii; 149 ss.
40. **J. Burchard** – Obieg wody w dorzeczu Bobrzy (*résumé: Circuit de l'eau dans le bassin de la Bobrza*), 45 rysunków, 15 fotografii; 135 ss.

1979

41. **G. Wasiak** – Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty (*résumé: Les périphéries nord-ouest du Plateau de Łódź au cours de l'ablation du glacier du stade de la Warta*), 28 rysunków, 23 fotografie; 82 ss.

1980

42. **Z. Maksymiuk** – Formy alimentacji rzek i ich rola w bilansie wodnym na przykładzie dorzecza Widawki (*résumé: Les formes d'alimentation des rivières et leur rôle dans le bilan d'eau sur l'exemple du bassin de la Widawka*), 31 rysunków, 12 fotografii; 119 ss.
43. **J. Chrzanowski** – Formy deglacjacji na Wale Malanowskim i w jego otoczeniu (*summary: Deglaciation relief on the Malanów Rampart and in its surroundings*), 26 rysunków, 31 fotografii; 104 ss.

1982

44. **J. Nalewajko** – Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim (*summary: Lithofacial differentiation of the Warta stadial tills in the Łódź region*), 28 rysunków, 9 tabel; 159 ss.
45. **H. Klatkova** – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim (*summary: The ablation deposits in the Łódź Region*), 53 rysunki, 47 fotografii; 75 ss.
46. **J. Moszczyńska** – Hydrologia dorzecza Wolbórki (*résumé: Hydrologie du bassin de la Wolbórka*), 54 rysunki, 16 fotografii, 45 tabel; 146 ss.
47. **A. Sadłowska** – Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki (*résumé: L'évolution du relief du terrain limité par la Pilica, la Czarna et la Drzewiczka*), 47 rysunków, 34 fotografie; 108 ss.

1985

48. **K. Kożuchowski** – Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881-1980 (*summary: Variation in precipitation in the years 1881-1980 in Poland*), 53 rysunki, 20 tabel; 158 ss.
49. **K. Kłysik** – Wpływ struktury termiczno-wilgotnościowej przyziemnych warstw powietrza na klimat lokalny w wybranych warunkach terenowych (*summary: The influence of thermic-humidity structure of boundary layer on the local climate in the selected field conditions*), 34 rysunki; 119 ss.

50. Zbiorowy – Z badań osadów czwartorzędowych w Polsce Środkowej (*Quaternary sediments – recent investigations in Middle Poland*), 52 rysunki, 65 fotografii; 195 ss.

J. Chrzanowski – Osady zastoiskowe na Wysoczyźnie Łaskiej (*summary: Ice-dammed deposits in the Łask Upland*); 7-20.

J. Kamiński – Próba rekonstrukcji zdarzeń holocenówskich w wybranym odcinku doliny Moszczenicy na podstawie analizy osadów i powierzchniowych śladów odpływu (*summary: The attempt at the reconstruction of the Holocene events in the chosen section of the Moszczenica River valley on the basis of the analysis of the sediments and the surface traces of the flow*); 21-28.

J. Kamiński, M. Załoba – Geneza i wiek piaskowców czwartorzędowych w okolicach Łodzi (*summary: The origin and the age of Quaternary sandstones near Łódź*); 29-50.

H. Klatkova – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu (*summary: Over-snow deposition of the Late Vistulian sediments*); 51-72.

S. Kobjek – Wpływ kształtu głazików na ich ułożenie w osadach stokowych, na przykładzie badań przeprowadzonych w północnej części Jury Polskiej (*summary: The affect of pebble shape on their orientation in slope sediments on the example of investigations carried out in the northern part of the Kraków - Częstochowa Upland*); 73-92.

K. Krajewski, Z. Balwierz – Stanowisko böllingu w osadach wydmy schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia (*summary: The site of Bölling in the dune sediments of the Vistulian decline at Rośle Nowe near Dąbie*); 93-112.

B. Manikowska – Struktura płytkowo-blokowa glin zwałowych okolic Łodzi jako świadectwo wieloletniej zmarzliny (*summary: The play-blocky structure occurring in the tills from the vicinity of Łódź as the evidence of permafrost existence*); 113-124.

J. Nalewajko – Subglacialne gliny warciańskie regionu łódzkiego w świetle statystycznej analizy cech uziarnienia (*summary: Subglacial Warta till of Łódź region in the light of the analysis of grain-size distribution*); 125-149.

K. Turkowska – Osady dna doliny Neru w Lublinku koło Łodzi (*résumé: Dépôts du fond de la vallée de la Ner à Lublink près de Łódź*); 151-167.

J. Wieczorkowska – Struktury kriogeniczne w Kalinku koło Rzgowa (*résumé: Structures cryogéniques à Kalinko près de Rzgów*); 169-184.

M. Załoba – Przykład analizy deformacji osadów plejstocenówskich w Pagórkach Warciańskich (*summary: The example of analysis of deformations of Pleistocene sediments within Warta Hills*); 185-195.

51. Z. Śnieszko – Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki (*résumé: Paléogéographie de l'Holocène dans le bassin de la Sancygniówka*), 27 rysunków, 16 fotografii; 119 ss.

52. B. Manikowska – O glebach kopalnych, stratigrafii i litologii wydmy Polski środkowej (*summary: On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland*), 31 rysunków, 29 fotografii; 137 ss.

53. M. Jastrzębska-Mamelka – Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej (*summary: The Eemian Interglacial and the Early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Łódź Plateau*), 13 rysunków; 75 ss.

1986

54. G. Bezkowska – Struktura i typy geokompleksów w środkowej części Niziny Południowowielkopolskiej (*summary: The structure and the types of geocomplexes in the central part of the South Great Poland Lowland*), 32 rysunki, 6 fotografii; 130 ss.

1987

56. P. Jokiel – Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania (*summary: The regression process in the drainage area and its physiographic controls*), 11 rysunków, 7 tabel; 133 ss.

1988

- 55. K. Kożuchowski, J. Wibig** – Kontynentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie (*summary: Pluvial continentality in Poland: geographic variations and long-term variability*), 44 rysunki, 9 tabel; 102 ss.
- 57. K. Turkowska** – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie (*résumé: Evolution des vallées fluviales sur le Plateau de Łódź au cours du Quaternaire Tardif*), 47 rysunków, 32 fotografie; 157 ss.
- 58. E. Miziolek** – Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim (*summary: Lithological properties of ice-dammed lake sediments of the Łódź Region and their assessment as raw materials*), 25 rysunków, 30 tabel; 124 ss.

1989

- 59. Zbiorowy** – Zagadnienia rozwoju sieci dolinnej w Środkowej Polsce (*The problem of valley network development in Central Poland*), 56 rysunków, 27 fotografii; 154 ss.
- J. Kamiński** – Wpływ holocenów procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy (*summary: The effect of the Holocene eolian processes on the Moszczenica River Valley floor development*); 11-19.
- Z. Klajnert, Z. Rdzany** – Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką (*summary: Glaciofluvial genesis of high terrace levels in the Upper Rawka River Valley, between Kochanów and Rawa Mazowiecka*); 21-38.
- Z. Klajnert, G. Wasiak** – Morfologiczne skutki arealnego zaniku lodowca w strefach prewarciańskich podlodowych obniżen dolinnych na Wyżynie Łódzkiej (*summary: Morphological effects of the Warta ice-sheet areal retreat in the zones of the pre-Warta subglacial valleys in the Łódź Plateau*); 39-60.
- H. Klatkowa** – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej (*résumé: Formation des secteurs amont des vallées pendant la période de la post-Warta. Exemples du Plateau de Łódź*); 61-74.
- D. Kosmowska-Suffczyńska** – O genezie niektórych tzw. suchych dolinek denudacyjnych (*summary: On the origin of the so-called denudation dry valleys*); 75-94.
- T. Krzemiński** – Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach (*summary: The relationships of Central Polish valley forms to water cycle in small drainage basins*); 95-119.
- K. Turkowska** – Ślady sieci dolinnej z interglacjału mazowieckiego w okolicach Wolborza (*résumé: Traces d'un réseau fluvial de l'interglaciaire mazovien (Mindel/Riss) aux environs de Wolbórz*); 121-133.
- J. Wieczorkowska** – Wpływ rzeźby glacialnej na rozwój doliny Dobrzynki (*résumé: L'influence du relief glaciaire sur l'évolution de la vallée de la Dobrzynka*); 135-154.
- 60. S. Kobjek** – Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej (*summary: The periglacial elements in the geological structure and relief of the northern part of the Częstochowa Upland*), 29 rysunków, 30 fotografii; 115 ss.

1990

- 61. Zbiorowy** – Kopalne zbiorniki z florą eemską w Środkowej Polsce (*Buried Eemian depressions in Middle Poland*), 26 rysunków; 82 ss.
- H. Klatkowa** – Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu (*summary: The occurrence of the Eemian organic deposits and remarks of the paleomorphology of Central Poland at the Warthian decline and during the Eemian period*); 7-17.
- H. Klatkowa** – Eemski i vistuliański rozwój osadów zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic (*summary: The Eemian and Vistulian development of the lake basin sediments at Chropy near Pabianice*); 19-38.
- H. Klatkowa, Z. Balwierz** – Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modlnej koło Łodzi (*summary: A closed depression with the Eemian flora at Modlna near Łódź*); 39-49.
- H. Klatkowa, M. Jastrzębska-Mamelka** – Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi (*summary: A site of the Eemian organic deposits at Ślądkowice near Łódź*); 51-57.

H. Klatkova, H. Winter – Interglacial eemski w Ostrowie koło Grabicy (*summary: The Eemian Interglacial at Ostrów near Grabica*); 59-68.

M. Załoba, M. Jastrzębska-Mamelka – Kopalny zbiornik eemski w Raczkowie koło Warty (*summary: A fossil basin of the Eemian age at Raczków near Warta*); 69-74.

M. Załoba, M. Jastrzębska-Mamelka – Stanowisko interglacjału eemskiego w Zagajewie koło Warty (*summary: A site of the Eemian Interglacial at Zagajew near Warta*); 75- 82.

1992

- 62. Zbiorowy** – Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce Środkowej (*Geological and geomorphological evidences of the Warta Glaciation in Central Poland*), 47 rysunków; 116 ss.

J. Goździk – Prewarciańskie osady eoliczne w stropie rzecznych utworów formacji „Chojny” w kopalni „Belchatów” (*summary: Prewartanian aeolian sediments above the fluvial deposits of Chojny formation in Belchatów mine*); 7-19.

J. Kamiński – Konfiguracja powierzchni podwistuliańskiej i jej późniejsze modyfikacje na przedpolu Wyżyny Łódzkiej (*summary: The configuration of the undervistulian substratum and its later modification on the fore-field of the Łódź Plateau*); 21-37.

H. Klatkova – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych (*summary: Some indicators of glacial transport directions in Central Poland and their usefulness in defining facial and stratigraphic differences and palaeogeographical reconstructions*); 39-79.

K. Turkowska – Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego (*résumé: L'extension de l'inlandsis de la Warta (Riss II) au Sud-Est de Łódź à la lumière du levé géologique détaillé*); 81-94.

J. Wieczorkowska – Geneza i rozwój pradoliny Wolbórki (*résumé: Genèse et évolution de la pradoline de la Wolbórka*); 95-105.

M. Załoba – Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty (*summary: Some effects of the dynamics of the basement in geological and morphological formation of the selected fragment of the Middle Warta Valley*); 107-116.

1993

- 63. K. Brodzikowski** – Sedymentacja glacialimniczna, część I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna (*summary: Glacilacustrine sedimentation, Part I. Depositional processes and lithofacies characteristics*); 43 rysunki, 47 fotografii, 4 tabele; 162 ss.

- 64. J. Kamiński** – Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka (*summary: Late Vistulian and Holocene transformation of the Moszczenica River Valley as a result of changes of the natural environment and man activity*), 35 rysunków, 12 fotografii; 104 ss.

- 65. Zbiorowy** – Problemy paleogeografii i stratygrafii zimnego piętra warty w Polsce (*Paleogeography and stratigraphy of the Cold Warta Stage in Poland*), 67 rysunków, 35 fotografii; 286 ss.

M.D. Baraniecka – Zlodowacenie warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Belchatów (*summary: The Warta Glaciation within the Widawka drainage basin and the Belchatów opencast*); 7-17.

M. D. Baraniecka, K. Konecka-Betley – Zmiany litologiczne i pedologiczne w glinach zwałowych zlodowacenia warty w kopalni Belchatów (*summary: Lithologic and pedologic changes within the Warta tills at the Belchatów opencast*); 19-33.

S. Dyjor – Wybrane problemy zlodowacenia warty w niżowej części Dolnego Śląska (*summary: Selected problems the Warta Glaciation in the Lowland part of the Lower Silesia*); 35-47.

J. Goździk, Z. Balwierz – Utwory organiczne w spągu i stropie osadów uznawanych za warciańskie w kopalni Belchatów (*summary: Organic deposits at the bottom and the top of sediments suggested to be the Wartian in age at the Belchatów opencast*); 49-72.

K. Grzybowski – Sedymentacja glacifluwalna w okresie zlodowacenia warty w okolicach Warki (*summary: Glaci-fluvial sedimentation in the vicinity of Warka during the Warta Glaciation*); 73-77.

M. Jastrzębska-Mamelka – Zimne piętro warty w świetle badań palinologicznych (*summary: Cold Warta Stage in the light of palinological investigations*); 79-87.

Z. Klajnert – Cechy morfologiczno-paleogeograficzne rzeźby glacialnej zlodowacenia warty w lobie Rawki między Bzurą a Pilicą (*summary: The main morphologic and paleogeographic features of the Warta Glaciation relief between the Bzura and the Pilica*); 89-97.

H. Klatkova – Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce (*summary: Some features of the Warta glacial deposits in Middle Poland*); 99-140.

H. Klatkova – Uwagi o strukturach glacialnych i ich morfogenetycznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej (*summary: Remarks on glacial structures within the Warta Stage zone in Middle and Western Poland*); 141-166.

S. Kobjek, R. Przybył – Glacialna geneza wysokich teras dolnej Liswarty (*summary: High terraces of the Lower Liswarta River – their glacial origin*); 167-174.

K. Krupiński, L. Marks – Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzna zlodowacenia warty w północno-wschodniej Polsce (*summary: Stratigraphical setting and paleogeography of the Warta Glaciation in northeastern Poland*); 175-183.

T. Krzemiński, A. Świerczewska, J. Uchman – Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski (*summary: The amount of local rocks in fluvioglacial deposits in Central Poland*); 185-206.

S. Lisicki – Kompleks osadów zlodowacenia warty na tle osadów plejstocenских w centralnej części Pojezierza Mazurskiego (*summary: The Warta Glaciation deposits against a background of the Pleistocene sediments in the central part of the Mazury Lakeland*); 207-213.

H. Maruszczak – Chronostratygrafia lessów warciańskich oraz ich korelacja z osadami glacialnymi w Polsce (*summary: Chronostratigraphy of the Warta loesses and correlation with glacial deposits in Poland*); 215-226.

I.J. Olszak, S. Fedorowicz, K. Jereczek – Wstępne wyniki datowań TL osadów zlodowacenia warty na obszarze północnej części Niziny Śląskiej (*summary: Results of TL dating of the Warta Glaciation in the northern part of the Silesian Lowland*); 227-231.

S. Terpiłowski – Mechanizm kształtowania strefy marginalnej lądolodu warciańskiego w okolicy Biard koło Łukowa (*summary: The Warta ice-sheet marginal zone in the vicinity of Biard near Łuków - methods of formation*); 233-237.

K. Turkowska – Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru (*résumé: Processus wartiens enregistrés dans les dépôts d'interfluve de la vallée de la Ner supérieure*); 239-263.

J. Wojtanowicz – Osady zlodowacenia warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim (*summary: The Warta Glaciation deposits within the non-glaciated zone in the Polesie Lubelskie*); 265-278.

M. Żarski – Zasięg osadów zlodowacenia warty na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej koło Dębłina (*summary: Extent of the Warta Glaciation deposits in the north foreland of the Lublin Upland near Dęblin*); 279-286.

1994

- 66-67. P. Jokiel** – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce (*summary: Groundwater resources, renewal and flow in the active exchange zone in Poland*), 48 rysunków, 4 załączniki; 236 ss.

1995

- 68. Zbiorowy** – The Cold Warta Stage – lithology, palaeogeography, stratigraphy (*Stadial warty – litologia, paleogeografia, stratygrafia*), 65 rysunków, 26 fotografii; 225 ss.

A. Bałuk – The Warta cold unit - a part of the Middle Polish Glaciation in the Narew river basin (NE Poland) (*streszczenie: Glacialna jednostka warty - część zlodowacenia środkowopolskiego w dorzeczu Narwi*); 11-28.

M.D. Baraniecka, J.S. Goździk, J. Ziomek – Lithologic, mineralogic and petrographic composition of tills from the vicinity of Bełchatów (*streszczenie: Skład litologiczny mineralogiczny i petrograficzny glin zwałowych z okolic Bełchatowa*); 29-46.

M.D. Baraniecka, Z. Janczyk-Kopikowa – Organische Horizonte und Klimaänderungen innerhalb der Chojny-serie (Bełchatów-Braunkohlentagebau, Mittelpolen) als Grundlage für eine Gliederung des Saaliens (*stresz-*

czenie: Poziomy organiczne i zmiany klimatu w serii Chojny jako podstawa podziału saalianu [kopalnia Belchatów - Polska środkowa]); 47-72.

P. Czubla – Preliminary report on structural studies of the upper unit deposits at the Belchatów opencast mine (streszczenie: Wstępne wyniki badań strukturalnych osadów górnego piętra odkrywki KWB „Belchatów”); 73-94.

H. Kłatkowa – Remarks on the Warta Stage in Middle Poland (streszczenie: Uwagi o strefie warciańskiej w środkowej Polsce); 95-108.

M.E. Komarovskiy – Marginal highlands of the Sozh (Warta) Stage in Belarus; 109-115.

K. Konecka-Betley, M.D. Baraniecka – Micromorphological differentiation of the top part of the Warta and Odra Glacial till complex (streszczenie: Zróżnicowanie mikromorfologiczne stropowych części warciańskich i odrzańskich glin zwałowych); 117-134.

L. Marks, L. Lindner, J. Nitychoruk – New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland (streszczenie: Próba weryfikacji pozycji stratygraficznej zlodowacenia warty w Polsce); 135-147.

K.-D. Meyer – Diskussion-Beitrag zur Stellung des Warthe-Stadiums in Niedersachsen; 149-154.

V. Perederij – Mineral composition of sediments of the Tyasmin (Warta) Stage of the plain territory of Ukraine; 155-161.

A.F. Sanko – The problems of Middle Pleistocene stratigraphy in Belarus; 163-171.

J. Satkúnas, A. Bitinas – The lithological composition of Saalian tills in Lithuania as a criterion for lithostratigraphical subdivision; 173-180.

H.-J. Stephan – The Warthe Glaciation in Schleswig-Holstein; 181-189.

Y.K. Yelovicheva – Sozh (Warta) Glaciation in the Belarus area; 191-195.

M. Zaloba, P. Czubla – Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów Basin and the eastern of the Turek Plateau (streszczenie: Przykłady struktur deformacyjnych w różnowiekowych utworach rejonu basenu uniejowskiego i wschodniej części Wysoczyzny Tureckiej); 197-212.

J. E. Mojski – The Warta unit in the Pleistocene stratigraphy of Poland (streszczenie: Jednostka warty w stratygrafii plejstocenu w Polsce); 213-225.

69. J. Twardy – Dynamika denudacji holocenińskiej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (summary: The dynamics of Holocene denudation in the Łódź Plateau); 84 rysunki, 4 mapy, 28 fotografii; 213 ss.

70. K.M. Krupiński – Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia (summary: Pollen stratigraphy and succession of vegetation during the Mazovian Interglacial based on studies of sediments from Podlasie); 22 rysunki; 200 ss.

1996

71. Zbiorowy – Poligeniza rzeźby w Polsce (On polygenetic relief in Poland), 97 rysunków, 28 fotografii; 288 ss.

S. Dobrzyński – Cechy litologiczne rytmicznych form ukształtowania brzegu morskiego (summary: Lithological characteristics of rhythmical forms of shoreline configuration); 15-32.

J. Forysiak – Rozwój rzeźby okolic Ozorkowa w wistulianie i holocenie z uwzględnieniem dynamiki podłoża (summary: The Vistulian and Holocene development of the Ozorków environs with reference to the dynamics of the substratum); 33-42.

Z. Gardziel, J. Nowak – Poligeniza rzeźby centralnej części Polesia Lubelskiego na przykładzie okolic Sosnowicy (summary: The polygenesis of the relief of the central part of Polesie Lubelskie: the case of the Sosnowica region); 43-53.

J. Kamiński, J. Moszczyński – Wpływ osadnictwa kultury przeworskiej na kształtowanie doliny Moszczenicy w okolicy Woli Branickiej (summary: The influence of the Przeworsk culture upon the formation of the Moszczenica valley in the vicinity of Wola Branicka); 55-66.

E. Kobojek – Wpływ warciańskich procesów glacialnych na morfogenezę doliny Rawki (summary: The effect of the Warta Stage glacial processes on the Rawka river valley development); 67-78.

S. Kobojek – Wpływ zimnych cykli morfogenetycznych na budowę geologiczną i rzeźbę północnej części Jury Polskiej (summary: The influence of cold morphogenetic cycles upon geological structure and morphology of the northern part of Polish Jura Upland); 79-95.

K. Konecka-Betley, Z. Zagórski – Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia warty (Bełchatów). (summary: *Litho- and pedogenic features in the tills of the Warta Glaciation (Bełchatów)*); 97-111.

K.M. Krupiński – O wieku stożków napływowych Niziny Środkowomazowieckiej (summary: *The age of the fluvial cones of the Middle Mazovian Lowland*); 113-119.

J. Kukulak – Pódepozycyjny etap w rozwoju stożka Domańskiego Wierchu na Orawie (summary: *Postdepositional stage in the evolution of the Domański Wierch alluvial fan at Orawa (S Poland)*); 121-130.

J. Lewandowski – Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego (summary: *The main factors of Neogene and Quaternary morphogenetic evolution of the Silesian-Cracow region (S Poland)*); 131-148.

L. Lindner – Wietrzenie mrozowe skał przedczwartorzędowych oraz jego wpływ na rozwój rzeźby północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (summary: *Frost weathering of the pre-Quaternary rocks and its influence on landscape evolution in the northwestern margin of the Holy Cross Mts*); 149-164.

J. Liszkowski – Poligeniza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrze-niowych (summary: *The succession of climates and energetics of erosion processes during the Tertiary based on studies of palaeoalderite formations from the South Polish Uplands*); 165-179.

L. Marks – Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy (summary: *Role of buried dead ice in modelling of lake basins in present lakelands*); 181-192.

Z. Rdzany – Wpływ rzeźby podłoża lądolodu warciańskiego na przestrzenny rozkład skutków deglacjacji i późniejsze przekształcenia rzeźby w okolicach Rawy Mazowieckiej (summary: *The influence of the relief of Warta ice sheet bedrock on the spatial disposition of the deglaciation effects and later transformations of the relief of Rawa Mazowiecka environs*); 193-205.

J. Rutkowski – O poligenicznym charakterze rzeźby okolic Krakowa (summary: *On the polygenic character of the geomorphology of Cracow region (S Poland)*); 207-217.

J. Superson – Poligeniza vistuliańskiego rozwoju dolin dorzecza Wieprza (Wyżyna Lubelska i Roztocze) (summary: *Polygenesis of Vistulian development of Wieprz drainage basin valleys (Lublin Upland and Roztocze)*); 219-232.

S. Terpilowski – Strefa marginalna maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Wisły i Bugu (summary: *Marginal zone of the Wartian ice sheet maximum extent in the eastern part of the Vistula and Bug river interfluve*); 233-241.

K. Turkowska – Przykłady dolin poligenicznych w regionie łódzkim (summary: *Examples of polygenic valleys in the Łódź Region*); 243-258.

L. Wachecka-Kotkowska – Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie rozwoju doliny Łuciąży (summary: *Spatial and time differentiation of the development of the Łuciąż river valley*); 259-274.

M. Załoba – Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnys (summary: *Traces of the Wartian ice sheet oscillation in the eastern part of the region between the Warta and Proсна rivers*); 275-288.

72. Zbiorowy – Przejawy glacitektoniki w Polsce Środkowej (*Glaciotectonic symptoms in Central Poland*), 55 rysunków, 99 fotografii; 210 ss.

H. Kłatkowa – Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski (summary: *Glaciotectonic elements in the relief and geological structure near Łódź, Central Poland*); 7-103.

J. Petera – Przykłady struktur glacitektonicznych w Celestynowie koło Łodzi (summary: *Examples of glaciotectonic structures in Celestynów near Łódź*); 105-151.

M. Załoba – Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warciańskich (summary: *Remarks on the formation and deformation mechanisms of glaciotectonic structures of the Warta Hills*); 153-210.

1997

73. Z. Rdzany – Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego (summary: *Formation of the landscape between upper Rawka and Pilica rivers during deglaciation of the Warta ice-sheet*), 64 rysunki, 23 fotografie; 144 ss.

74. Zbiorowy – Przemiany krajobrazu naturalnego Polski (*Natural landscape changes in Poland*), 84 rysunki; 236 ss.

M. Ambrosiewicz, J. Mackiewicz – Rozpoznanie i waloryzacja krajobrazu kulturowego (*summary: Investigation and valorization of cultural landscape*); 11-15.

G. Bezkowska – Struktura jednostek regionalnych centralnej części Nizin Środkowopolskich (*summary: The structure of regional units in the middle part of the Central Poland Lowlands*); 17-28.

P. Czubla – Środowiskowe następstwa melioracji w dolinie Wieprza koło Kocka (*summary: The environmental consequences of drainage works in the Wieprz valley near Kock*); 29-36.

A. Flis – Zmiany struktury krajobrazu naturalnego w rejonie jeziora Jasień w świetle zmian użytkowania ziemi w latach 1877-1976 (*summary: Changes of the natural landscape structure in the Jasień Lake region in the light of changes in the land use in 1877-1976*); 37-48.

M. Gutry-Korycka – Długookresowe tendencje obiegu wody w zlewni nizinnej Utraty (*summary: Long-term trends for water circulation in the lowland Utrata River basin*); 49-60.

P. Ilnicki – Krajobrazy rolnicze Wielkopolski jako efekt wielowiekowej antropopresji (*summary: Agricultural landscape in the Poznań region as an effect of many hundred years human pressure*); 61-75.

G. Janicki – Przekształcenia antropogeniczne krajobrazu Rostocza (*summary: Anthropogenic changes of the Rostocze landscape*); 77-82.

R. Janicki – Zmiany zaludnienia i użytkowania ziemi w Parku Krajobrazowym Pogórza Przemyskiego (*summary: Changes in the land use of the Pogórze Przemyskie Landscape Park*); 83-95.

M. Kistowski, D. Myślak, K. Twardowska – Zespoły przyrodniczo-krajobrazowe jako obszary mało przekształconego krajobrazu naturalnego i harmonijnego krajobrazu kulturowego (na przykładzie województwa gdańskiego) (*summary: Protection landscape complexes as the seminatural landscape and harmonious cultural landscape (on the basis of the Gdańsk Voivodeship)*); 97-101.

R. Klimko – Z badań nad denaturalizacją krajobrazu Wielkopolski Środkowej (*summary: Research on the denaturalisation of the landscape of Central Wielkopolska*); 103-112.

A. Kowalczyk – Przekształcenia antropogeniczne środowiska przyrodniczego południowej części Zespołu Nadwiślańskich Parków Krajobrazowych (*summary: Anthropogenic changes of natural environment in the southern part of the Vistula Landscape Park*); 113-121.

S. Krysiak – Wpływ potencjału siedliskowego lithohydrotopów na formy użytkowania ziemi w środkowej części dorzecza Pilicy (*summary: Influence of lithohydrotopes habitat potential on land use in the middle part of the Pilica River basin*); 123-137.

S. Krysiak – Przekroje krajobrazowe jako ilustracja powiązań między abiotycznymi i biotycznymi elementami środowiska przyrodniczego (*summary: Landscape profiles as the illustration of relations between abiotic and biotic environmental elements*); 139-147.

H. Maruszczak – Naturalne tendencje zmian klimatu Polski Środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci (*summary: Natural tendencies of Central Poland landscape changes in the last fifteen centuries*); 149-160.

E. Nowak, M. Strzyż – Badania funkcjonowania geokompleksów na obszarze Chęcińskiego-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (*summary: Research of the function of geocomplexes in the area of the Chęciński-Kielecki Landscape Park*); 161-171.

K. Ostaszewska – Gleby terenów zielonych Uniwersytetu Warszawskiego (*summary: Soils of the Warsaw University green areas*); 173-176.

M. Pietrzak – Koncepcja hemerobii w badaniach krajobrazowych (*summary: Conception of hemeroby in landscape research*); 177-183.

J. Plit – Dynamika przekształceń krajobrazów roślinnych Mazowsza w ciągu ostatnich 160 lat (*summary: Dynamics of Mazowsze vegetation landscape transformations during the last 160 years*); 185-197.

Z. Podgórski – Antropogeniczna transformacja rzeźby terenu województwa toruńskiego (*summary: Anthropogenic transformations of relief in the area of the Toruń Voivodeship*); 199-206.

E. Skowronek – Antropogeniczne zmiany krajobrazu naturalnego na Rostocz Gorajskim (na przykładzie wsi Bononia i Huta Turobińska) (*summary: Anthropogenic changes of the Rostocze Gorajskie natural landscape (on the basis of examinations of the villages of Bononia and Huta Turobińska)*); 207-214.

J. Solon – Zmiany roślinności rzeczynistej w dolinie Wisły na odcinku od Ryczywołu do Wilgi w latach 1949-1995 (*summary: Changes of vegetation in the Vistula River valley between the villages of Ryczywół and Wilga between 1949 and 1995*); 215-228.

W. Zglobicki – Antropogeniczne formy rzeźby jako przejaw transformacji krajobrazu obszarów lessowych (summary: *Anthropogenic relief forms as a result of the transformation of loess landscape*); 229-236.

1999

- 75. S. Krysiak** – Typy geokompleksów i kierunki ich użytkowania w środkowej części dorzecza Pilicy (summary: *Geocomplex types and the directions of land use of the Middle Pilica River basin*), 8 rysunków, 16 fotografii; 214 ss.
- 76. Zbiorowy** – Rola plejstocentrycznych procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski (summary: *Role of Pleistocene periglacial processes in a modelling of Poland relief*), 22 rysunki, 49 fotografii; 155 ss.
- A. Bogucki, M. Łanczont, J. Wojtanowicz** – Lessy i utwory pylaste na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (summary: *Loesses and silt deposits in the San and Dniester interfluve*); 7-23.
- R. Chlebowski, L. Lindner** – Peryglacialne procesy wietrzeniowe i warunki akumulacji lessów młodszych na Wyżynie Małopolskiej (summary: *Periglacial weathering processes and younger loess accumulation conditions in the Małopolska Upland*); 25-40.
- B. Manikowska** – Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaceniu warciańskim (summary: *Fossil soils and pedogenetic periods in the evolution of Central Poland environment after the Wartian Glaciation*); 41-100.
- K. Turkowska** – Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacialnej w Polsce środkowej (summary: *Criteria of the assessment of the role of periglacial morphogeny in Middle Poland*); 101-132.
- R. Żurawek, P. Migoń** – Peryglacialna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby (summary: *Periglacial landform development in the context of long-term landscape evolution of Mt. Ślęża, SW Poland*); 133-155.

2000

- 77. E. Kobjek** – Morfogeneza doliny Rawki (summary: *Morphological development of the Rawka River valley*), 40 rysunków, 20 fotografii; 157 ss.
- 78. Zbiorowy** – Przykłady badań geomorfologicznych w regionie łódzkim, 47 rysunków, 29 fotografii, 2 tabele; 173 ss.
- E. Kobjek, S. Kobjek** – Osady i procesy stokowe na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz Wysoczyźnie Rawskiej (summary: *Slope deposits and slope processes in the Częstochowa and Wieluń Uplands and the Rawa Plateau*); 7-42.
- B. Manikowska** – Trzeciorzędowe i plejstocentryczne elementy profilu wietrzeniowego Góry Chełmo koło Przedborza (summary: *Tertiary and Pleistocene elements of the weathering profile of Mt. Chełmo near Przedbórz*); 43-71.
- M. Roman, S. Lisicki** – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacyogenicznych z Lisicy (summary: *Stratigraphy of the Gostynin environs in the light of examinations of glaciogenic deposits at Lisica*); 73-88.
- K. Turkowska, J. Petera, J. Forysiak, G. Miotk-Szpiganowicz** – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina (summary: *Morphogenesis of the Kolo Basin near Koźmin*); 89-134.
- J. Twardy** – Deluwia neholoceńskie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej (summary: *Neoholocene deluvia – examples from the Łódź region*); 135-173.

2001

- 79. E. Tomaszewski** – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990 (summary: *Seasonal changes of groundwater flow in Poland in the period 1971-1991*), 60 rysunków, 3 załączniki; 149 ss.

80. P. Czubla – Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne (*summary: Fennoscandian erratics in Quaternary deposits of Middle Poland and their value for stratigraphic purposes*), 53 rysunki, 4 tabele; 174 ss.

81. E. Papińska – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975-1998) (*summary: The influence of human impact on the geographical environment transformation of the Łódź voivodeship*), 24 rysunki, 25 tabel; 171 ss.

2002

82. A. Majchrowska – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska przyrodniczego zachodniej części województwa łódzkiego (*summary: Human impact on the environment change in the western part of the Łódź Province*), 19 rysunków, 33 tabele; 175 ss.

83. J. Petera – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna (*summary: Vistulian valley deposits in the Uniejów Basin and their palaeogeographical significance*), 30 rysunków, 32 fotografie; 164 ss.

2003

84. M. Roman – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina (*summary: Development of the Pleistocene relief in the vicinity of Gostynin*), 44 rysunki, 2 tabele; 154 ss.

85. M. Ziulkiewicz – Pionowa strefowość hydrochemiczna wód podziemnych na obszarze aglomeracji łódzkiej, 53 rysunki, 29 tabel; 186 ss.

2004

86. L. Wachecka-Kotkowska – Ewolucja doliny Łuciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne (*summary: Evolution of the Łuciąż River valley – local and climatic conditions*), 53 rysunki, 3 tabele; 161 ss.

87. P. Moniewski – Źródła okolic Łodzi (*summary: Springs near Łódź*), 31 rysunków, 16 tabel; 140 ss.

88. Zbiorowy – Środowisko naturalne dorzecza Warty i jego pradziejowa eksploatacja, 38 rysunków, 1 tabela; 142 ss.

A. Andrzejewska – Z badań nad wczesnośredniowiecznym osadnictwem dorzecza środkowej Warty (*summary: Research on early medieval settlement of the middle Warta Basin*); 7-16.

R. Janiak – Z badań nad późną epoką brązu i okresem halsztackim Polski środkowej (*summary: Research on the late Bronze Age and Halstadt period in Central Poland*); 17-25.

J. Petera, J. Forysiak – Holocenijska ewolucja systemu wielokorytowego Warty w okolicach Koźmina (*summary: Holocene evolution of the multichannel Warta system near Koźmin*); 27-40.

S. Rzepecki – Z badań nad neolitem Polski środkowej (*summary: On the studies on the Neolithic of Central Poland*); 41-47.

J. Twardy – Przebieg holocenijskiej ewolucji stoków doliny Warty na obszarze południowej części Kotliny Sieradzkiej w świetle analiz osadów stokowych (*summary: Holocene evolution of the Warta valley slopes in the area of the southern Sieradz basin in the light of analysis of slope sediments*); 49-84.

J. Twardy, J. Forysiak, P. Kittel – Dynamika procesów morfogenetycznych uruchomionych i zintensyfikowanych wskutek pradziejowej działalności ludzkiej w pradolinie warszawsko-berlińskiej (*summary: The dynamics of morphogenetic processes due to prehistoric man activity in the Warsaw-Berlin marginal valley*); 85-118.

A. Urbaniak – Z badań nad okresami przedrzymskim, rzymskim i wędrówek ludów w Polsce środkowej (*summary: Research on pre-Roman, Roman and migration period in Central Poland*); 119-126.

P. Zawilski – Z badań nad okresem od środkowej epoki brązu do wczesnej epoki żelaza w dorzeczu górnego Neru (*summary: On the studies on the period from the Middle Bronze Age to the Early Iron Age in the upper Ner River basin*); 127-142.

89. Zbiorowy – 100 lat obserwacji meteorologicznych w Łodzi, 91 rysunków, 30 tabel; 206 ss.

E. Grzelak-Agaciak – Obserwacje pogody na Stacji Meteorologicznej w Łodzi i perspektywy rozwoju (*summary: The weather observations at meteorological post in Łódź - prospects of development*); 7-17.

J. Wibig, K. Kłysik, K. Fortuniak – Rekonstrukcja serii temperatury powietrza w Łodzi z okresu 1903-2003 (*summary: The reconstruction of the air temperature record in Łódź for the period 1903-2003*); 19-33.

K. Fortuniak, K. Kłysik, J. Wibig – Międzydobowa zmienność temperatury powietrza w Łodzi (*summary: Interdiurnal variability of air temperature in Łódź*); 35-46.

J. Wibig – Dobowe amplitudy temperatury powietrza w Łodzi w latach 1931-2000 (*summary: Daily air temperature range in Łódź in the period 1931-2000*); 47-58.

J. Degirmendzić, K. Kożuchowski – Zmiany termicznych pór roku w Łodzi w latach 1947-2003 (*summary: Changes of thermal seasons in Łódź in the years 1947-2003*); 59-71.

M. Siedlecki, W. Pawlak – Sumy miesięczne opadów atmosferycznych w Łodzi w latach 1903-2003 (*summary: Monthly precipitation totals in Łódź in the period 1903-2003*); 73-86.

M. Rzepa – Najwyższe dobowe, pięciodniowe i dziesięciodniowe sumy opadów atmosferycznych w Łodzi w latach 1903-2003 (*summary: The maximal daily, five-day and ten-day precipitation totals in Łódź in the period 1903-2003*); 87-101.

P. Piotrowski – Okresy bezopadowe w Łodzi w latach 1903-2003 (*summary: Days without precipitation in Łódź in the period 1903-2003*); 103-114.

J. Wibig – Zachmurzenie w Łodzi w latach 1951-2000 (*summary: Cloudiness in Łódź in the period 1951-2000*); 115-129.

A. Podstawczyńska – Cechy dobowego i rocznego przebiegu usłonecznienia w Łodzi w latach 1951-2000 (*summary: The daily and the annual course of sunshine duration in Łódź in the period 1951-2000*); 131-145.

Ż. Papiernik – Warunki bioklimatyczne w Łodzi w drugiej połowie XX wieku (*summary: Bioclimate conditions in Łódź in the 2nd half of the 20th century*); 147-160.

A. Podstawczyńska – Ultrafioletowe i całkowite promieniowanie słoneczne w Łodzi w latach 1997-2001 (*summary: The ultraviolet and total solar radiation in Łódź in the period 1997-2001*); 161-178.

W. Pawlak, K. Fortuniak, K. Kłysik, J. Wibig, M. Siedlecki, B.D. Offerle, S. Grimmond – Pomiar składników bilansu energetycznego w Łodzi w latach 2000-2004 (*summary: Energy balance components measurements in Łódź in the period 2000-2004*); 179-194.

K. Fortuniak, K. Kłysik – Wybrane cechy klimatu lokalnego Łodzi (*summary: Selected aspects of local climate in Łódź*); 195-206.

2005

90. J. Forysiak – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty (*summary: The development of the Warta River valley between Burzenin and Dobrow in the late Quaternary period*), 44 rysunki, 3 tabele, 1 załącznik; 116 ss.

91. A. Bartnik – Odpływ niski w Polsce (*summary: Low flow in Poland*), 48 rysunków, 5 tabel, 6 załączników; 95 ss.

2006

92. A. Jaksa – Środowiska sedymentacyjne kemów regionu łódzkiego (*summary: Sedimentary environment of kames of the Łódź region*), 63 rysunki, 3 tabele; 95 ss.

2007

93. Zbiorowy – Vistuliańskie etapy ewolucji rzeźby środkowej Polski, 43 rysunki, 16 fotografii, 5 tabel; 132 ss.

Z. Balwierz – Roślinność i klimat środkowego i górnego plenivistulianu w regionie łódzkim (*summary: Vegetation and climate of Middle and Upper Plenivistulian in the Łódź Region*); 9-28.

D. Dzieduszyńska – Palinologiczne świadectwo ochłodzenia w młodszym dryasie (*summary: Palynological evidence of Younger Dryas cooling*); 29-42.

J. Petera-Zganiacz – Osady rzeki plenivistuliańskiej w Koźminie (*summary: Deposits of the Plenivistulian river at the Koźmin site*); 43-56.

J. Petera-Zganiacz, D. Dzieduszyńska – Wymowa paleogeograficzna horyzontu kopalnych pni w osadach późnego vistulianu (*summary: Palaeogeographical significance of subfossil tree trunks in the Late Vistulian sediments*); 57-66.

M. Roman – Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej (*summary: Reconstruction of the ice flow directions of the Vistula Ice Sheet Lobe in the Kujawy Lakeland and the Plock Basin area*); 67-85.

K. Turkowska – Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mrożyca jako świadectwa polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza (*summary: Morphology and infillings of upper Mroga and Mrożyca Valleys as evidence of post-glacial stages of the watershed area evolution*); 87-105.

L. Wachecka-Kotkowska, M. Ludwikowska-Kędzia – Plenivistuliański poziom wysoki w dolinach rzek Luciąży (Równina Piotrkowska/Wzgórza Radomszczańskie) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie) (*summary: Plenivistulian level in the Luciąż (Piotrków Trybunalski Plateau/Radomsko Hills) and Belnianka (Holy Cross Mountains) river valleys*); 107-132.

2008

- 94. M. Stolarska** – Sezonowe zmiany zasobów i podstawowych właściwości fizykochemicznych wód w małej zlewni nizinnej (*summary: Seasonal changes of water resources and basic physico-chemical characteristics of waters in small lowland catchment*), 24 rysunki, 21 tabel, 1 załącznik; 97 ss.

2009

- 95. J. Dzierżek** – Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia (*summary: Palaeogeography of selected areas of Poland during the last glaciation*), 44 rysunki, 4 tabele; 112 ss.

2010

- 96. M. Roman** – Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia (*summary: Reconstruction of the Plock lobe during the last glaciation*), 45 rysunków, 6 tabel; 171 ss.

2011

- 97. P. Tomalski** – Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich (*summary: The dynamics of shallow groundwater resources in the Łódź Region and neighbouring areas*), 49 rysunków, 8 tabel, 13 załączników; 102 ss.

- 98. D. Dzieduszyńska** – Ochłodzenie młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim (*summary: Younger Dryas cooling and its morphogenetic importance in the Łódź Region (Central Poland)*), 23 rysunki, 7 fotografii, 3 tabele; 104 ss.

2012

- 99. J. Forysiak** – Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego (*summary: Record of changes in the natural environment of the Late Weichselian and Holocene preserved in the sediments of peatlands of the Łódź Region*), 60 rysunków; 164 ss.

100. Zbiorowy – Przykłady uwarunkowań rzeźby niżowej, 65 rysunków, 18 fotografii, 6 tabel; ... ss.

E. Bala, E. Smolska – Zmiany układu koryta rzeki Liwiec w ciągu ostatnich 200 lat (*summary: Changes of the Liwiec channel pattern during last 200 years*)

A. Białczak, J. Forysiak – Zróżnicowanie wypełnień holocenów starorzeczy Warty w Uniejowie (*summary: Diversity of the infillings of Holocene oxbow lakes of the Warta River in Uniejów*)

D. Dzieduszyńska, P. Kittel, J. Petera-Zganiacz, J. Twardy – Paleogeograficzne elementy rozwoju doliny Warty w Kotlinie Kolskiej w świetle badań w stanowisku „Koźmin Las” (*summary: Palaeogeographical elements of the Warta River Valley evolution within the Koło Basin in the light of investigations at the site „Koźmin Las”*)

T. Falkowski, P. Ostrowski – Wpływ budowy geologicznej na zróżnicowanie procesów korytowych rzeki uregulowanej na przykładzie odcinka Wisły warszawskiej (*summary: Geologic structure influence on channel processes of regulated river in example of Vistula River reach in Warsaw*)

J. Forysiak, R.K. Borówka, M. Kloss, M. Obremska, D. Okupny, S. Żurek – Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych (*summary: Geological and geomorphological features of the Rąbień peatland and preliminary results of investigations of biogenic sediments*)

P. Gębica, A. Jacyszyn – Rola zmian klimatu, działalności człowieka i tektoniki w późnoczwartorzędowej ewolucji doliny Dniestru na przedpolu Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina) (*summary: The role of climate change, human impact and tectonics in the late Quaternary evolution of the Dniester River Valley in the eastern Carpathian foreland (Western Ukraine)*)

M. Jaskulski – Pagórki Warciańskie – przykład złożonej formy glaciogenicznej (*summary: Warta Hills – an example of a complex glaciogenic form*)

P. Kittel – Budowa i ewolucja doliny Neru w rejonie stanowiska Lutomiersk-Koziówki w świetle badań geoarcheologicznych (*summary: Geomorphology and evolution of the Ner River Valley in the vicinity of Lutomiersk-Koziówki site in the light of geoarchaeological research*)

E. Koboжек – Ewolucja poglądów na genezę „wielkich stożków napływowych” na Równinie Łowicko-Błońskiej (*summary: Evolution of the opinions on the genesis of “the huge alluvial fans” on the Łowicz-Błonie Plain*)

M. Roman – Rzeźba palimpsestowa w krajobrazie polodowcowym na przykładzie wzgórza morenowego Izby Kujawskiej (*summary: The palimpsest glacial landscape on the example of the Izby Kujawska moraine ridge*)

L. Wachecka-Kotkowska, P. Czubła, M. Górka-Zabielska, E. Król – Poligeneza pagóra w okolicach Mąkolice na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki (*summary: Polygenesis of the Mąkolice Hill on the Vistula and Odra Watershed on the Bełchatów Plateau, Łódź Region*)

S. Żurek – Nizina Zachodniosyberyjska – fenomen zatorfień naszej planety (*summary: The West Siberian Plain – a curiosity among peatlands of our planet*)

* * *

Redaktorzy i Sekretarze serii *Acta Geographica Lodziensia*:

1. Jan Dylak / Halina Klatkova w latach 1948-1970 (numery 1-24),
2. Mieczysław Dorywalski / Halina Klatkova w latach 1971-1975 (numery 25-36),
3. Halina Klatkova / Jadwiga Wiczorkowska w latach 1976-1993 (numery 37-63),
4. Halina Klatkova / Danuta Szafrąńska w latach 1995-1997 (numery 65-73),
5. Krystyna Turkowska / Danuta Dzieduszyńska (Szafrąńska-) w latach 1998-2012 (numery 74-100).

Członkami Komitetu Redakcyjnego *Acta Geographica Lodziensia* byli (w porządku alfabetycznym):

Mieczysław Dorywalski, Jan Dylak, Anna Dylakowa, Józef Gołąb, Paweł Jokiel, Juliusz Jurczyński, Zbigniew Klajnert, Tadeusz Klatka, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kozuchowski, Tadeusz Krzeziński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska, Stanisław Pietkiewicz, Krystyna Turkowska, Stanisław Zych