

POLSKA AKADEMIA UMIEJĘTNOŚCI
KOMISJA PALEOGEOGRAFII CZWARTORZĘDU

FOLIA QUATERNARIA 81

JOANNA KRUPA
NATURALNE I ANTROPOGENICZNE
PROCESY KSZTAŁTUJĄCE DNO DOLINY CZARNEJ NIDY
W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

NATALIA NAWROCKA
ANALIZA DENDROGEOMORFOLOGICZNA
DRZEW RÓŻNYCH GATUNKÓW Z OBSZARU
OSUWISKA „L. SAWICKIEGO” W SZYMBARKU,
BESKID NISKI, KARPATY ZEWNĘTRZNE

KRAKÓW 2013

Redaktor wydawnictwa:
Małgorzata Świąch-Płonka

© Copyright by Polska Akademia Umiejętności
Kraków 2013

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

ISSN 0015-573X

Obj.: ark. wyd. 14,7; ark. druk. 11,75

Skład i łamanie:
Danuta Porębska

Druk i oprawa:
Drukarnia Alnus Sp. z o.o.

SPIS TREŚCI

Joanna Krupa

Naturalne i antropogeniczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i hohocenie	5
Abstrakt	5
Wstęp	6
1. Położenie obszaru, wybrane komponenty środowiska geograficznego, cel i metody badań	7
1.1. Położenie i środowisko obszaru badań	7
1.2. Charakterystyka wybranych komponentów środowiska geograficznego	10
1.2.1. Zarys budowy geologicznej i główne rysy rzeźby	10
1.2.2. Klimat	16
1.2.3. Gleby	19
1.2.4. Szata roślinna	20
1.3. Reżim Czarnej Nidy i jego zmiany	24
1.4. Ewolucja doliny Czarnej Nidy w kenozoiku	29
1.5. Dotychczasowy stan badań nad doliną Czarnej Nidy	33
1.6. Cel pracy i metody badań	36
2. Rzeźba podczwartorzędowa	40
3. Rozwój osadnictwa i zagospodarowanie terenu	45
3.1. Rozwój osadnictwa	45
3.2. Zmiany układu koryta Czarnej Nidy i rozmieszczenie młynów	50
4. Charakterystyka morfologii i osadów dna doliny	58
4.1. Dolina na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich	62
4.1.1. Odcinek Marzysz – Kuby Młyny	62
4.1.2. Odcinek Bieleckie Młyny – Łabędziów	78
4.2. Dolina na obszarze mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	85
4.2.1. Odcinek Chałupki Zbrzańskie–Nida	85
4.2.2. Odcinek Ostrów–Łaziska	91
4.2.3. Odcinek ujście Bobrzy–Wolica	102
4.2.4. Odcinek Tokarnia–Brzegi	113
5. Ewolucja doliny Czarnej Nidy w późnym glacja i holocenie	126
5.1. Zmiany rozwinięcia i parametrów koryta Czarnej Nidy	126
5.2. Charakterystyka sedymentacji różnowiekowych facji osadów	131
5.3. Rozwój doliny Czarnej Nidy w późnym Wistulianie i holocenie	139
5.3.1. Późny glacja	140
5.4. Ewolucja doliny Czarnej Nidy na tle ewolucji dolin polskich i środkowoeuropejskich	148

Wnioski	153
Summary	155
Literatura	163

Natalia Nawrocka

Analiza dendrogeomorfologiczna drzew różnych gatunków z obszaru osuwiska „L. Sawickiego” w Szymbarku, Beskid Niski, Karpaty Zewnętrzne	175
Abstrakt	175
Wprowadzenie	175
1. Charakterystyka obszaru badań	176
2. Materiał badawczy i metodyka	177
3. Wyniki badań	179
4. Dyskusja i podsumowanie	182
Summary	184
Literatura	186

NATURALNE I ANTROPOGENICZNE PROCESY KSZTAŁTUJĄCE DNO DOLINY CZARNEJ NIDY W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

JOANNA KRUPA

Adres autorki:

Zakład Geomorfologii, Geoarcheologii i Kształtowania Środowiska
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce
e-mail: joanna.krupa@ujk.edu.pl

Abstrakt. Celem badań było rozpoznanie głównych etapów późnoglacialnej i holocenijskiej ewolucji doliny Czarnej Nidy, która przecina dwie jednostki fizycznogeograficzne: Góry Świętokrzyskie i Nieckę Nidziańską. W pracy szczególna uwaga poświęcona jest zapisowi zmian klimatu i działalności człowieka w rzeźbie i aluwjach.

W obrębie dna doliny Czarnej Nidy w jednym poziomie morfologicznym występuje szereg włożeń różnowiekowych. Włóżenia te były formowane przez rzekę o różnym rozwinięciu koryta – roztokowym (vistulian) – makromeandry (późny glacjał) – układy wielokorytowe (eoholocen, subatlantyck) – małe meandry (holocen). Spowodowało to też różnice w wykształceniu aluwii tych systemów, co zostało uchwycone dzięki analizom litofacjalnym i granulometrycznym.

Ogólne tendencje późnoglacialno-holocenijskiego cyklu erozyjno-akumulacyjnego nawiązują do prawidłowości znanych z dolin środkowej Europy i opisanych w licznych pracach. Oprócz ponadregionalnych faz powodzi, np. w mezoholocenie około 6200 BP, występują ślady lokalnych, pojedynczych zdarzeń ekstremalnych, które modelują zlewnie niższego rzędu. W dolinie nie zostały rozpoznane wyraźne ślady wzrostu aktywności fluwialnej związanej z rozprzestrzenieniem się prehistorycznego hutnictwa żelaza w okresie rzymskim.

Dane z doliny Czarnej Nidy oraz analiza literatury z innych dolin środkowoeuropejskich wskazują na to, że koncepcja E. FALKOWSKIEGO (1971, 1975), dotycząca późnoglacialno-holocenijskiej transformacji koryt niżowych: rzeka roztokowa – wielkie meandry – małe meandry – rzeka roztokowa, może być stosowana również do rzek średniogórza. Powinna jednak zostać uzupełniona o holocenijskie systemy wielokorytowe (anastomozujące, rozgałęzione) funkcjonujące w eoholocenie i subatlantycku, które są coraz częściej opisywane także w innych dolinach europejskich.

Słowa kluczowe: holocen, późny glacjał, anastomoza, rzeka rozgałęziona, geoarcheologia

WSTĘP

Badania nad wpływem klimatu i działalności człowieka na ewolucję dolin rzecznych w różnych skalach czasowych prowadzone są od wielu lat w różnych ośrodkach (np. TROLL 1957; STARKEL 1960; FALKOWSKI 1967, 1975; SCHIRMER 1974; BECKER, SCHIRMER 1977; KOZARSKI, ROTNICKI 1977, 1978; SZUMAŃSKI 1977, 1982; ALEXANDROWICZ I IN. 1981; STARKEL, THORNES 1981; FLOREK 1991; KALICKI 1991; VANDENBERGHE 1992). Zagadnienia te nie straciły nic ze swojej aktualności do dziś, o czym mogą świadczyć liczne programy (np. INQUA-GLOCOPH, FLAG, PAGES), konferencje i publikacje z ostatnich lat (np. VANDENBERGHE, MADDY 2001; KLIMEK 2003; KUKULAK 2004; STARKEL 2005; KALICKI 2006; KOBOJEK 2009; NOTEBAERT, VERSTRAETEN 2010). Prehistoryczne zmiany środowiska, zarówno naturalne, jak i antropogeniczne, mogą być podstawą do prognoz w warunkach współczesnych zmian klimatycznych i narastającej antropopresji.

Dotychczasowe prace koncentrowały się na rozpoznaniu głównych dolin, np. doliny Wisły w kilkunastu odcinkach, opublikowane w 6 tomach *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years* z lat 1982–1996 i streszczonych w monografii (STARKEL 2001). Opublikowano też szereg monografii dotyczących poszczególnych regionów Polski, np. obszaru łódzkiego (TURKOWSKA 1988), Pomorza (FLOREK 1991), Bieszczadów (KUKULAK 2004), czy całej Europy Środkowej (KALICKI 2006). Większość tych prac koncentrowała się jednak na rzekach pierwszego lub drugiego rzędu i tylko nieliczne dotyczyły rzek na obszarze pasa wyżyn i starych gór (np. KLIMEK 1996, 1999, 2003; ŚNIESZKO 1985; TEISSEYRE 1991; MICHNO 2004; WÓJCICKI 2005, 2010).

W regionie świętokrzyskim badania poruszające tą tematykę prowadzone były w latach 50. i 60. XX wieku w kilku odcinkach dolin (m.in. Świśliny, Psarki, Belnianki, Nidy, Kamiennej) oraz w latach 90. w górnych, źródłowych odcinkach Czarnej Nidy (w dolinach IV. rzędu Lubrzanki i Belnianki) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000, KOWALSKI 2002).

Rozprawa ta jest próbą uzupełnienia luki w polskiej literaturze przedmiotu, z jednej strony regionalnej, a z drugiej dotyczącej rozpoznania zapisu zmian klimatu i antropopresji w morfologii i aluwiach systemów rzecznych niższego (III) rzędu. Badania były realizowane w ramach projektów Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach: badań własnych „Naturalne i antropogeniczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i holocenie” i statutowych „Funkcjonowanie środowiska geograficznego regionu świętokrzyskiego w warunkach zmian klimatu i narastającej antropopresji”. Datowania były finansowane również z środków programu stypendialnego Europejskiego Funduszu Społecznego pt. „Wiedza i Gospodarka – rozwój kompetencji naukowych i biznesowych dla wzrostu konkurencyjności gospodarki regionalnej” oraz grantu CNRS (Francja) ANR: ANR-09-CEP-004 – OBRESOC: Un observatoire rétrospectif d’une société archéologique: La trajectoire du néolithique Rubané. (A retrospective observatory of an archaeological society: The trajectory of the LBK Neolithic).

Niniejsza publikacja przedstawia wyniki kilkuletnich badań realizowanych w dolinie Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich. Badania te prowadzone były pod kierunkiem prof. UJK, dr. hab. Tomasza Kalickiego z Zakładu Geomorfologii, Geoarcheologii i Kształtowania Środowiska Instytutu Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, któremu w tym miejscu składam serdeczne podziękowania za życzliwą opiekę i cenną pomoc naukową. Dziękuję również prof. zw. dr. hab. Kazimierzowi Klimkowi i prof. dr. hab. inż. Markowi Krąpcowi za wnikliwe uwagi krytyczne.

Pracownikom Instytutu Geografii UJK dziękuję za pomoc organizacyjną oraz wykonanie analiz laboratoryjnych. Studentom dziękuję za pomoc w pracach terenowych.

1. Położenie obszaru, wybrane komponenty środowiska geograficznego, cel i metody badań

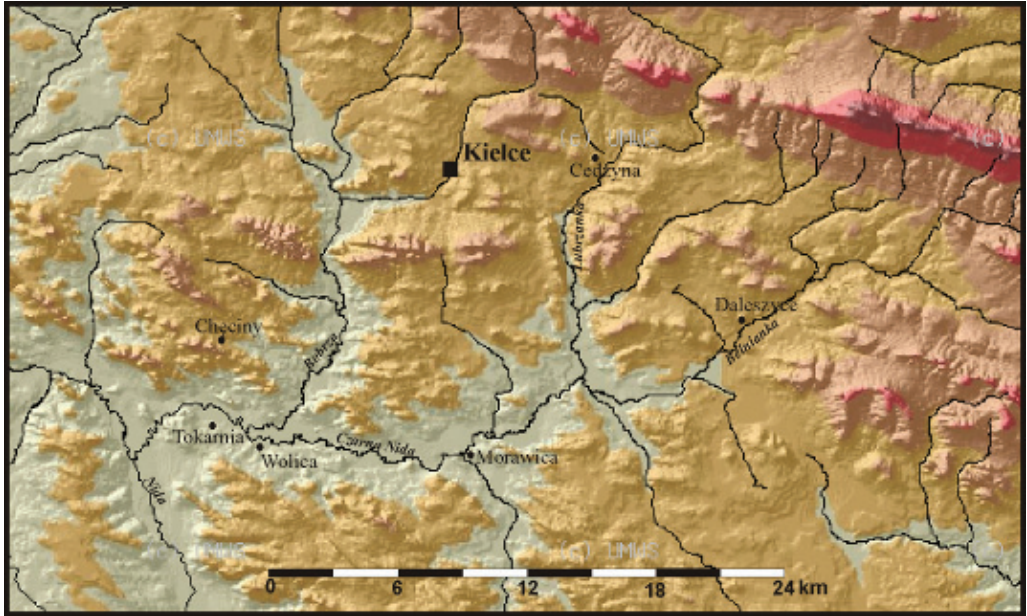
1.1. Położenie i środowisko obszaru badań

Czarną Nidą nazywany jest ciek pomiędzy zbiegiem Lubrzanki i Belnianki a połączeniem z Białą Nidą, poniżej którego rzeka przyjmuje nazwę Nida i jest lewobrzeżnym dopływem Wisły. Czarna Nida ma długość 63,8 km (od źródeł Lubrzanki, która jest często uznawana za ciek źródłowy) i powierzchnię zlewni 1224,1 km². Jednak przyjmując kryterium rocznego odpływu wody przez przekrój poprzeczny koryta rzecznego, za główne źródło Czarnej Nidy uznano Belniankę. Wypływa ona z południowych stoków Pasma Łysogórskiego w wysokości 495 m n.p.m. (RZEPA 1992).

Badany odcinek obejmuje dolinę od połączenia Lubrzanki i Belnianki aż do połączenia Białej i Czarnej Nidy. Ma on długość około 30 km, a szerokość doliny waha się tu od 1–2 km (ryc. 1).

Na całym odcinku dolina przebiega na granicy dwóch dużych regionów w obrębie pasa wyżyn i starych gór – Wyżyny Kieleckiej z Górami Świętokrzyskimi i Niecki Nidziańskiej. Równoleżnikowy kierunek doliny powoduje, że przecina ona kolejno mniejsze jednostki tych regionów, które na tym odcinku ciągną się z NW na SE i palczasto zachodzą na siebie. Stąd wynikają rozbieżności i różnice w podziałach regionalnych na tym obszarze.

Fizycznogeograficzne granice regionu po raz pierwszy wyznaczył FLIS (1956), zaliczając dolinę Czarnej Nidy do Pogórza Szydłowskiego, będącego częścią Niecki Nidziańskiej. Podobny pogląd reprezentował NOWAK (1986), przyjmując, że dolina Czarnej Nidy leży w całości w obrębie Płaskowyżu Szydłowskiego.

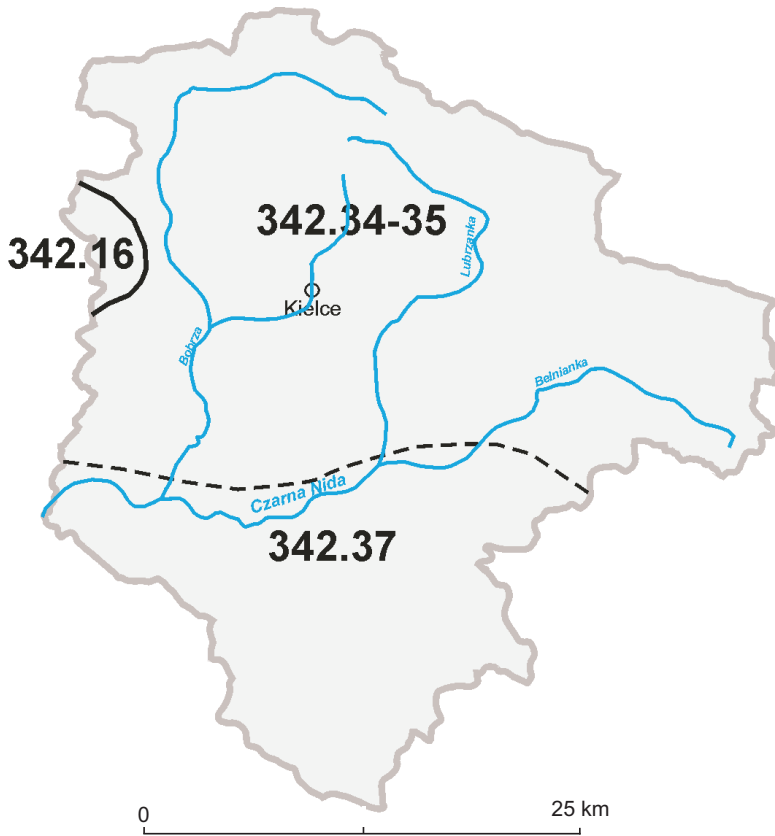


Ryc. 1. Położenie obszaru badań (podkład NMT – Serwis mapowy województwa świętokrzyskiego, Wrota Świętokrzyskie, www.wrota-swietokrzyskie.pl)

Fig. 1. Location of the study area (NMT: Wrota Świętokrzyskie, www.wrota-swietokrzyskie.pl)

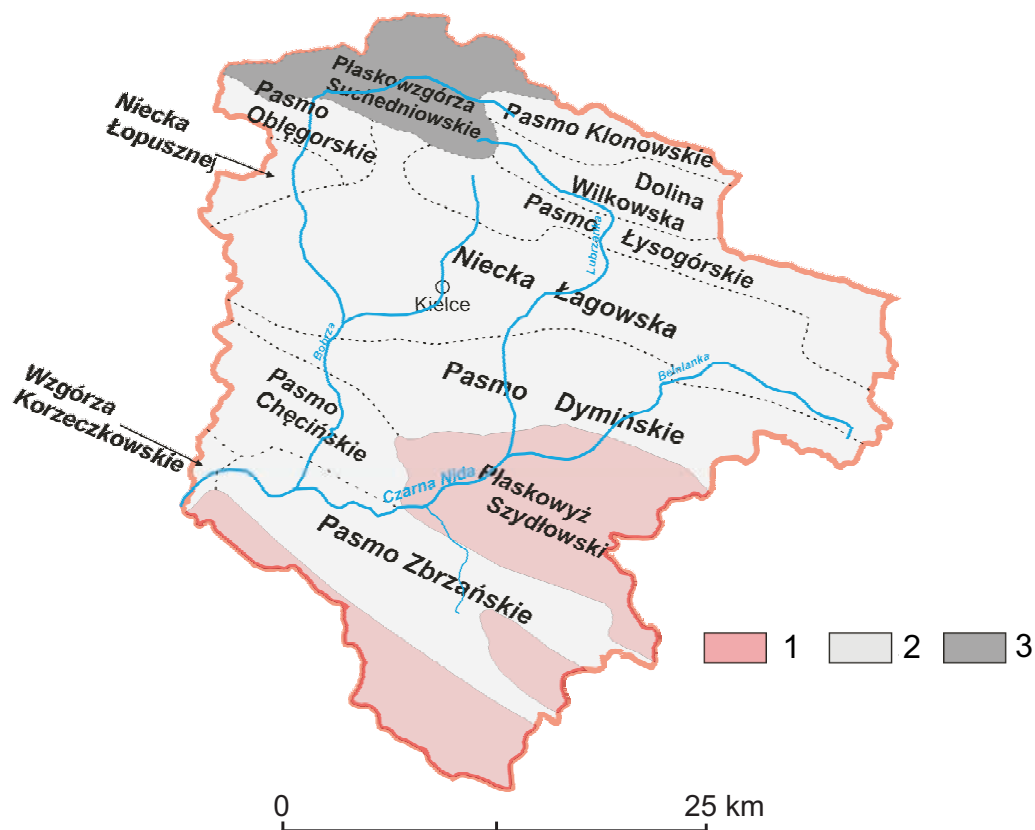
Zasadniczo odmienne stanowisko zaprezentował KONDRACKI (1977), zaliczając Pogórze Szydłowskie, w tym również dolinę Czarnej Nidy, do Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. Jest to region przejściowy do Niecki Nidziańskiej, a jego zasadniczą cechą jest występowanie w podłożu skał paleozoicznych i mezozoicznych, przykrytych jednak w znacznej części przez osady morza mioceńskiego (KONDRACKI 1978). Według najnowszego podziału fizycznogeograficznego Polski (KONDRACKI 2002) dolina Czarnej Nidy położona jest w prowincji Wyżyny Polskie (34), w podprowincji Wyżyna Małopolska (342), mezoregionie Pogórze Szydłowskie (342.37) i Góry Świętokrzyskie (342.34–35) (ryc. 2).

W regionalizacji geomorfologicznej (GILEWSKA 1972; KLIMASZEWSKI 1972) górny odcinek Czarnej Nidy został zaliczony do Płaskowyżu Szydłowskiego Niecki Nidziańskiej, natomiast dolny do Pasma Zbrzańskiego i Wzgórz Korzeczkowskich Gór Świętokrzyskich (Wyżyny Kieleckiej) (ryc. 3).



Ryc. 2. Regiony fizycznogeograficzne zlewni Czarnej Nidy wg KONDRACKIEGO (2002) (SULIGOWSKI i in. 2009 zmienione) Makroregion Wyżyna Przedborska (342.1) – mezoregion: Wzgórza Łopuszańskie (342.16), Makroregion Wyżyna Kielecka (342.3) – mezoregiony: Góry Świętokrzyskie (342.34–5), Pogórze Szydłowskie (342.37)

Fig. 2. Physico-geographical regions in the Czarna Nida basin according to KONDRACKI (2002) (SULIGOWSKI ET AL. 2009, modified), Macroregion Przedborska Upland (342.1) – mesoregion: Łopuszańskie Hills (342.16), Macroregion Kielecka Upland (342.3) – mesoregions: Holy Cross Mountains (342.34–5), Szydłowskie Foothills (342.37)



Ryc. 3. Jednostki geomorfologiczne zlewni Czarnej Nidy (GILEWSKA 1972)

1 – Niecka Nidziańska, 2 – Góry Świętokrzyskie, 3 – Wyżyna Kielecka

Fig. 3. Geomorphological units in the Czarna Nida basin (GILEWSKA 1972)

1 – Nida Basin, 2 – Holy Cross Mountains, 3 – Kielecka Upland

1.2. Charakterystyka wybranych komponentów środowiska geograficznego

1.2.1. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I GŁÓWNE RYSY RZEŻBY

Region Gór Świętokrzyskich ma bardzo długą i złożoną historię geologiczną (m.in.: CZARNOCKI 1924, 1931, 1957; SAMSONOWICZ 1916, LENCEWICZ 1934, KOTAŃSKI 1959, FILONOWICZ 1968; KOWALCZEWSKI 1971; STUPNICKA 1971; HAKENBERG 1974). W pracach geomorfologicznych poruszano różnorodną tematykę, poczynając od zagadnień ogólnych, np. prace KLIMASZEWSKIEGO (1958), RADŁOWSKIEJ (1963, 1967a, b), KŁATKI (1964), ŁYCZEWSKIEJ (1971), WRÓBLEWSKIEGO (1977), KOWALSKIEGO (2002b) aż do zagadnień dotyczących późnoglacialnych i holocenijskich przemian w rzeźbie dolin

rzecznych regionu świętokrzyskiego, np. Kamiennej (POŻARYSKA 1948), Kierdonki (RÜHLE 1952), Psarki, Świśliny i Belnianki (KLATKA 1958, 1968, 1976), środkowej Nidy (HAKENBERG LINDNER 1971, 1973, LINDNER 1977), Lubrzanki (KOWALSKI 1990, 1992, 1995, 2002a), Belnianki (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000).

W paleozoiku okresy akumulacji o cechach geosynklinalnych (dolny i środkowy kambry, górny sylur, dewon–dolny karbon) zróżnicowanych facjalnie skał osadowych (zlepieńce, mułowce, skały węglanowe różnego typu, łupki graptolitowe i szarogłazy) były przerywane fazami górotwórczymi. Na przełomie kambry i ordowiku osady kambryjskie zostały wyniesione w postaci wielkopromiennego fałdu o kierunku WNW – ESE (SAMSONOWICZ 1952), a ustąpienie morza górnosylurskiego nastąpiło w związku z młodokaledońskimi ruchami fałdowymi, którym towarzyszyła działalność wulkaniczna. W karbonie górnym orogeneza hercyńska spowodowała powstanie i wypiętrzenie gór fałdowych (FILONOWICZ 1968). Wypiętrzony kaledońsko-warycyjski orogen Gór Świętokrzyskich o fałdowo-blokowej strukturze uległ pierwszej penepłenizacji w okresie permu (CZARNOCKI 1924; KUTEK, GŁAZEK 1972; KOWALCZEWSKI, RUP 1989; KOWALSKI 1992, 2002b), jednak ta powierzchnia zrównania, czytelna w profilach geologicznych, nie odgrywa już większej roli morfologicznej (RADŁOWSKA 1967). W wapieniach dewońskich rozwijały się procesy krasowe (leje krasowe z terra rosa). Etap paleozoiczny zakończyła transgresja cechsztyńska, która objęła niżej położone obszary strefy kieleckiej.

W kolejnym cyklu speneplenizowany obszar został przykryty przez skały mezozoiczne, akumulujące w obniżanej subsydencyjnie strefie Teisseyre’a-Tornquista. Są to zróżnicowane facjalnie skały osadowe, nawiązujące do występujących na przemian okresów lądowych (np. piaskowce dolnotriasowe) i morskich (osady terygeniczne, wapień, dolomity, margle). Ruchy młodokimeryjskie spowodowały wynurzenie badanego obszaru, a intensywna erozja doprowadziła do jego silnego zrównania (HAKENBERG 1974), po czym w górnej kredzie doszło do ostatniej transgresji morskiej. W fazie laramijskiej nastąpiło odwrócenie kierunku ruchów tektonicznych i ostateczne wypiętrzenie wraz z całym wałem kujawsko-pomorskim.

Poligeniczna i policykliczna rzeźba dzisiejszych Gór Świętokrzyskich kształtowała się głównie pod koniec trzeciorzędu, w ścisłej zależności od budowy geologicznej i tektoniki tego obszaru. Trzeciorzędowy cykl sedymentacyjno-orogeniczny, będący refleksem orogenezy karpackiej, miał kilka faz tektonicznych (ŁYCZEWSKA 1971). Ich efektem było wydzwignięcie bloku świętokrzyskiego i jego stopniowe rozcinanie przez formującą się sieć rzeczną, odmładzanie starych linii tektonicznych oraz trzykrotne zrównanie denudacyjne (paleogeńskie, mioceńskie i plioceńskie), a jako dalsze następstwo przystosowanie rzeźby do litologii (LENCEWICZ 1934; RADŁOWSKA 1967). Ostateczne odsłonięcie górotworu paleozoicznego spod pokrywy mezozoicznej nastąpiło w oligocenie, w związku z wykształceniem paleogeńskiej penepłeny (KOWALSKI 2002b).

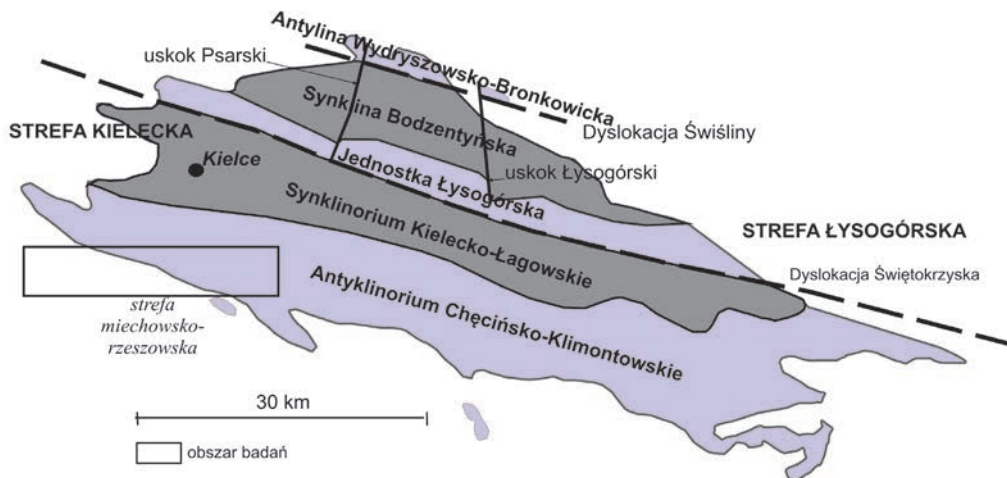
Doliny rzeczne powstały na tym obszarze we wczesnym trzeciorzędzie, a ich układ nawiązywał do monoklinalnego ułożenia pokrywy mezozoicznej okrywającej trzon paleozoiczny (GILEWSKA 1972; KOWALSKI 1988a, b, 1993). W południowym skrzydle

nabrzmienia, a więc na obszarze zlewni Czarnej Nidy, doliny były konsekwentne, natomiast w osiowej części subsekwentne. Dlatego nagła zmiana biegu Lubrzanki, interpretowana często jako efekt kaptażu (np. LENCEWICZ 1913, 1934; KOTAŃSKI 1959; RADŁOWSKA 1963), jest pierwotna, a przełom jest epigenetyczno-antecedentno-transfluencyjny (KOWALSKI 1998b, 2002b). Układ dolin jest starotrzeciorzędowy i jedynie nałożony na trzon paleozoiczny.

W ostatnich dwóch milionach lat budowa geologiczna, jak i rzeźba została intensywnie przekształcona przez powtarzające się naprzemiennie okresy glacialne i interglacialne. W efekcie powstały poligenetyczne pokrywy czwartorzędowe, o dużej, często kilkudziesięciometrowej miąższości, złożone głównie w depresjach śródgórskich.

DORZECZE CZARNEJ NIDY

Obszar dorzecza Czarnej Nidy leży w obrębie trzech jednostek geologicznych o różnej genezie. Północna część zlewni znajduje się w obrębie paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich (jednostki kaledońskie i waryscyjskie), południowo-zachodnia część w permsko-mezozoicznym obrzeżeniu (jednostki alpejskie), a południowa część w Niece Nidziańskiej, genetycznie włączanej do zapadliska przedkarpackiego (KUPCZYK I IN. 1994).



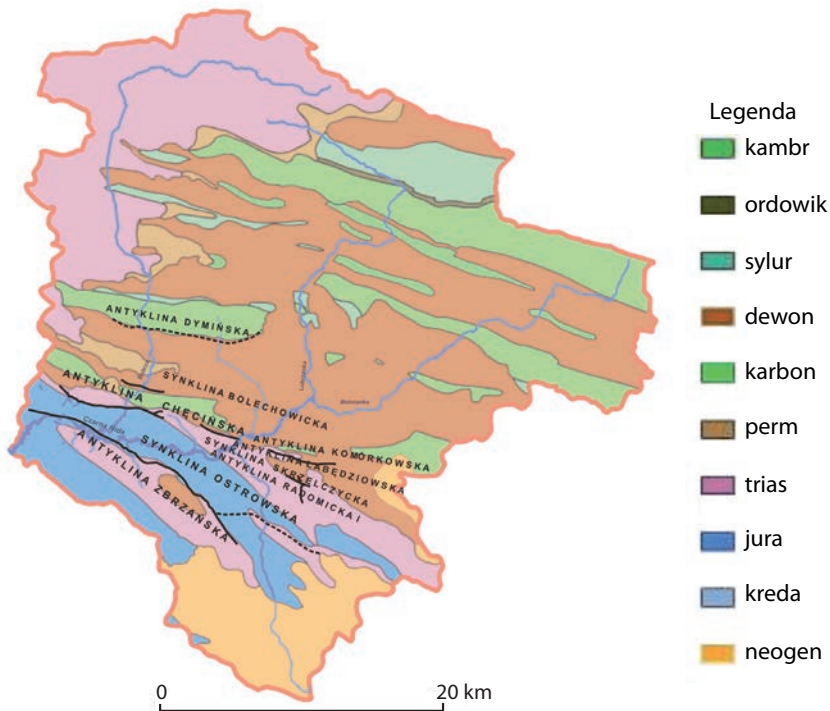
Ryc. 4. Główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich (STUPNICKA 1997)

Fig. 4. Tectonic sketch-map of the Holy Cross Mountains (STUPNICKA 1997)

Obszar samej doliny Czarnej Nidy należy do dwóch struktur paleozoicznych wyżyn środkowopolskich (STUPNICKA 1997). W górnym i środkowym odcinku dolina położona jest w strefie kieleckiej, a dokładniej w północno-zachodniej części antyklorium chęcińsko-klimontowskiego. Dolina przecina tu brzeźną część paleozoicznego

trzonu Gór Świętokrzyskich (antyklinę dymińską i chęcińską oraz rozdzielającą je synklinę bolechowicką). Dolny odcinek rzeki położony jest już w strefie miechowsko-rzeszowskiej, w obrębie fałdów permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (północna część niecki Nidy) (ryc. 4).

Hercyński cokół paleozoiczny ma budowę fałdową. Struktury wykształcone w postaci antyklin i synklin mają kierunki WNW-ESE. W jądrach hercyńskich struktur antyklin znajdują się utwory kambryjskie wykształcone w postaci piaskowców i mułowców. Skrzydła antyklin budują osady dolnego dewonu – piaskowce i łupki z wklądkami zlepieńców (FILONOWICZ 1968). W jądrze synkliny bolechowickiej występują osady karbońskie (łupki ilaste i krzemionkowe oraz mułowce). Na skrzydłach synklin odsłaniają się utwory dewonu środkowego, wykształcone w postaci wapieni, dolomitów i margli. W południowo zachodniej części obszaru rozciąga się antyklina chęcińska. Na wschód od Woli Morawickiej antyklina ta rozdziela się na dwie antykliny podrzędne: komórkowską i łabędziowską, rozdzielone synkliną zagórską. Jądro antykliny budują osady kambru (iłowce i mułowce), a skrzydła piaskowce i łupki z wklądkami zlepieńców dewonu dolnego (ryc. 5).



Ryc. 5. Jednostki strukturalne zlewni Czarnej Nidy (FILONOWICZ 1968) na tle mapy geologicznej odkrytej (FILONOWICZ 1968; HAKENBERG 1974)

Fig. 5. Major structural units in the Czarna Nida basin (FILONOWICZ 1968) on the geological bedrock map (FILONOWICZ 1968; HAKENBERG 1974)

Na obszarze permsko-mezozoicznego obrzeżenia występują wąskopromienne fałdy wieku alpejskiego o przebiegu NW-SE (HAKENBERG, ŚWIDROWSKA 2002). Powstały one na skutek nasunięć mas skalnych w kierunku NE. Fałdy te przebiegają na liniach antyklin: zbrzańskiej i radomickiej. Równocześnie wykształciły się synkliny łabędziowska i ostrowska. W budowie obrzeżenia mezozoicznego dominują osady triasowe (dolnotriasowe piaskowce i zlepieńce) i jurajskie (wapienie i margle) (FILONOWICZ 1968).

Ta zróżnicowana budowa geologiczna warunkuje stosunki hydrogeologiczne w dorzeczu. W regionalnym podziale hydrogeologicznym Polski (red. MALINOWSKI 1991) obszar przynależy do dwóch regionów: świętokrzyskiego w makroregionie środkowopolskim i przedkarpackiego w makroregionie południowopolskim. W centralnej części Gór Świętokrzyskich głównym zbiornikiem jest piętro dewońskie w synklinach skrasowiałych i spękanych wapieni, a szczególne znaczenie ma poziom środkowodewoński. Piętro wodonośne czwartorzędowe występuje na głębokości od 0 do 40 m, głównie w piaskach fluwioglacjalnych, aluwiach piaszczysto-żwirowych i lessach (KUPCZYK I IN. 1994).

Do warunków hydrogeologicznych nawiązuje odpływ gruntowy. Zlewnie Belnianki i Czarnej Nidy wykazują jego dużą stabilność, natomiast zlewnia Lubrzanki ma niską zdolność retencyjną utworów podczwartorzędowych (bezwodne skały kambru-syluru). Wysokie wartości odpływu gruntowego wykazuje zlewnia Belnianki ($3,94 \text{ dm}^3/\text{s}^{-1}/\text{km}^{-2}$), natomiast Lubrzanka bardzo niskie $1,67 \text{ dm}^3/\text{s}^{-1}/\text{km}^{-2}$ (KUPCZYK I IN. 1994).

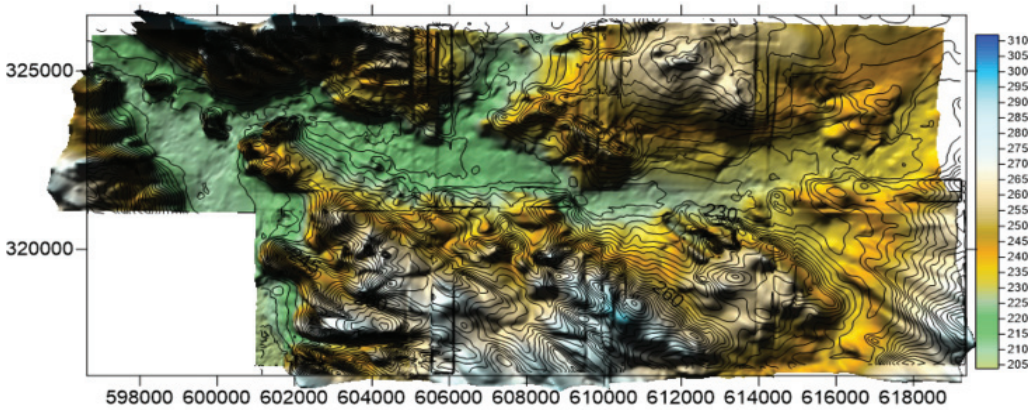
Zasadniczym rysem rzeźby dorzecza Czarnej Nidy jest występowanie szeregu równoległych twarżeliowych pasm i grzbietów izoklinalnych, rzadziej antyklinalnych o kierunku NW-SE (układ waryscyjski i starotrzeciorzędowy – LENCEWICZ 1934; KLATKA 1964; RADŁOWSKA 1967a, b; GILEWSKA 1972) rozdzielonych podłużnymi szerokimi obniżeniami o charakterze niecek denudacyjnych, oraz inwersyjnych dolin izoklinalnych i antyklinalnych powstałych w mniej odpornych skałach. Triasowo-jurajskie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich ma budowę blokową, w obrębie której występują także zręby trzonu paleozoicznego transponowane w okrywę mezozoiczną (STUPNICKA 1972; JURKIEWICZ 1975). Sieć dolinna nie nawiązuje jednak do układu głównych elementów rzeźby, gdyż formowała się na pierwotnej powierzchni strukturalnej.

Wododział pomiędzy zlewniami Nidy i Kamiennej przebiega wzdłuż Pasma Głównego i Pasma Klonowskiego. Najwyższe partie dorzecza Czarnej Nidy obejmują południowe skłony tych pasm, wznoszących się maksymalnie do 612 m n.p.m. i zbudowanych z odpornych kambryjskich piaskowców kwarcytowych. Na południe od wododzielnych pasm ciągną się grzbiety ze skał kambryjskich i młodopaleozoicznych o wysokości 430–350 m, a najniższe partie Gór Świętokrzyskich tworzą wzgórza (350–300 m) ze skał mezozoicznych (ryc. 6).

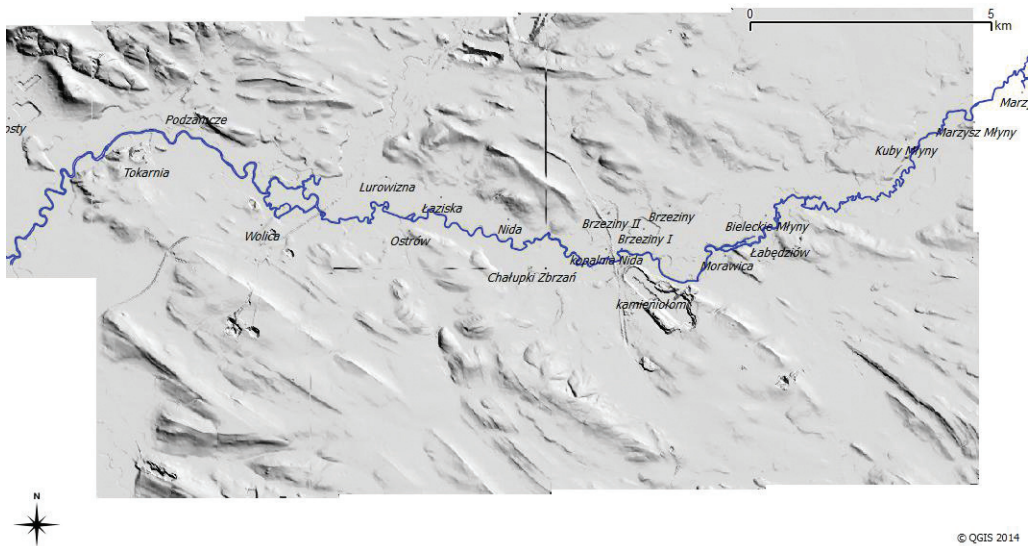
Cieki na tym obszarze, takie jak np. Bobrza, Silnica, Lubrzanka, Warkocz, Belnianka, przecinają najpierw morfologiczne obniżenie Padołu Kielecko-Łagowskiego, które powstało w dewońskich skałach węglanowych i dolnokarbońskich szarogłazach i łupkach, a następnie przelamują się przez rozczłonkowane pasma: Zgórskie, Posłowickie i Dymińskie, które rozwinęły się w północnej, brzeżnej części antyklinorium chęcińsko-

-klimontowskiego i rozdzielone są równoleżnikowymi, podmokłymi dolinami, w których podłożu występują łupki (GILEWSKA 1972).

A



B



Ryc. 6. Ukształtowanie powierzchni doliny Czarnej Nidy na podkładzie Numerycznego Modelu Terenu (A) i cieniowanego reliefu terenu (B)

Fig. 6. Relief map of the Czarna Nida valley based on Digital Elevation Model (A) and shaded relief of the terrain (B)

Dolina dolnej Bobrzy, a także wzgórza poniżej jej ujścia, tworzące północne ograniczenie doliny Czarnej Nidy, położone są już w obrębie najbardziej południowych pasm Gór Świętokrzyskich: Bolechowickiego, Zelejowskiego i Chęcińskiego (NOWAK 1986). Tworzą one nieciągłe, równoległe, izoklinalne grzbiety zbudowane z dewońskich

wapieni i dolomitów, w których rozwinęły się zjawiska krasowe, a także cechsztyńskich zlepieńców.

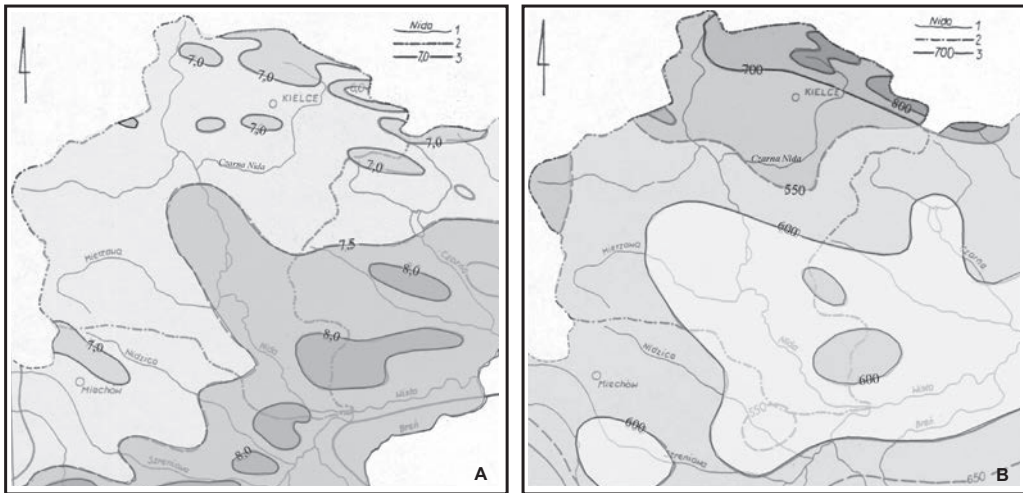
Właściwa dolina Czarnej Nidy przebiega w obrębie Płaskowyżu Szydłowskiego, a poniżej ujścia Bobrzy według niektórych autorów (np. CZARNOCKI 1957; NOWAK 1986) stanowi granicę między Górami Świętokrzyskimi i Niecką Nidziańską. Ukształtowała się ona w sposób niezależny od odporności skał podłoża, powstając na monoklinalnie nachylonej powierzchni strukturalnej. Ten konsekwentny układ spowodował, że rzeka nie wykorzystuje depresji podłużnych pomiędzy pasmami lecz przedziera się licznymi przełomami epigenetycznymi przez wzniesienia twardzielcowe zbudowane ze skał o różnej odporności (ryc. 6).

W krajobrazie samej doliny, jak i lewobrzeżnej części zlewni, z głównym dopływem – Morawką, dominują elementy wyżynne. Wyniosłości nie przekraczają 300 m n.p.m., a najniższym punktem jest ujściowy odcinek doliny – 209,2 m n.p.m. Ta część zlewni leży w obrębie Płaskowyżu Szydłowskiego (240–280 m n.p.m.) z niewielkimi deniwelacjami i rusztowym typem rzeźby podobnym do Gór Świętokrzyskich. Płaskowyż wznosi się wyraźnym progiem denudacyjnym o przebiegu równoleżnikowym nad położoną na południe od niego Wysoczyzną Połaniecką. Według starszych poglądów miał on mieć założenia tektoniczne i pokrywać się z fleksurą chmielnicko-staszowską, jednak później został uznany za próg strukturalny (por. GILEWSKA 1972, tam literatura). Płaskowyż budują głównie poziomo zalegające margle i wapień litotamniowe (dolny torton) oraz osady detrytyczne dolnego sarmatu. Na płaskowyżu zachowane są fragmenty mioceńskiej powierzchni abrazyjnej (rejon Szczecna i Klimontowa), a także martwe doliny, np. między Słopcem Szlacheckim a Smykowem, którą odpływały wody Belnianki do dorzecza Czarnej. W okolicach Rakowa występują liczne wydmy na piaszczystych terasach. Wyrównane wyniosłości płaskowyżu (powierzchnia strukturalna łagodnie pochylona ku S) rozcinają wąskie i głębokie (do 40 m) doliny płaskodenne, w przykrawędziowych strefach mające charakter wąwozów. Ponad powierzchnię koło Chmielnika wznoszą się przedtortonie garby wapienne (275–307 m n.p.m.), rozdzielające i obrzeżające dawne zatoki morza mioceńskiego. We wschodniej części na osadach mioceńskich występują liczne formy krasowe (kotliny, studnie, lejki, pola żebrowe), głównie przedtortonie i plioceńskie, ale także współczesne (GILEWSKA 1972).

1.2.2. KLIMAT

Klimatem Gór Świętokrzyskich zajmowało się szereg autorów (np. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, PASZYŃSKI 1967; KŁYSIK 1974, 1977, 1983; NIEDŹWIEDŹ, OBRĘBSKA-STARKŁOWA 1991; ŻARNOWIECKI 1989; OLSZEWSKI 1992), jednak brak jest prac dotyczących paleoklimatu, z wyjątkiem generalnych charakterystyk opartych na danych palinologicznych (SZCZEPANEK 1961), które uwzględniono w rozdziale o szacie roślinnej. W podziałach regionalnych dolina Czarnej Nidy znajduje się w dzielnicy XV częstochowsko-kieleckiej należącej do okręgu Wyżyn Środkowych (GUMIŃSKI 1954), w regionie Gór Świętokrzyskich (WISZNIEWSKI, CHELCHOWSKI 1987), czy w podregionie Krainy Świętokrzyskiej

w obrębie Regionu Małopolskiego (OKOŁOWICZ, MARTYN 1979). Obszar ten wykazuje jednak duże zróżnicowanie cech termiczno-opadowych, co podkreśla szereg autorów (KŁYSIK 1974; ŻARNOWIECKI 1991; OLSZEWSKI, ŻARNOWIECKI 1993) (ryc. 7).



Ryc. 7. A. Średnia roczna temperatura powietrza w dorzeczu Nidy (wg NIEDŹWIEDZIA, OBRĘBSKIEJ-STARKŁOWEJ 1991) za (KUPCZYK I IN. 1994)

1 – rzeki, 2 – dział wodny dorzecza, 3 – izotermi

B. Rozkład średnich rocznych sum opadów w dorzeczu Nidy w okresie 1951–1970 (wg NIEDŹWIEDZIA, OBRĘBSKIEJ-STARKŁOWEJ 1991) za (KUPCZYK I IN. 1994)

1 – rzeki, 2 – dział wodny dorzecza, 3 – izohiety.

Fig. 7. A. Mean annual air temperature in the Nida basin (according to NIEDŹWIEDŹ, OBRĘBSKA-STARKŁOWA 1991) after (KUPCZYK ET AL. 1994)

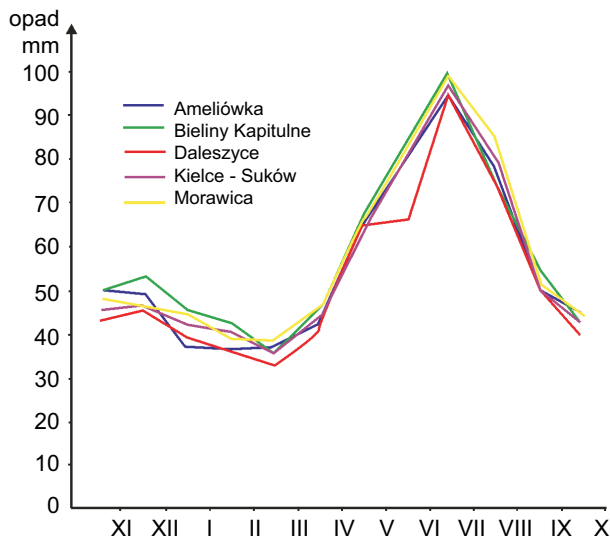
1 – rivers, 2 – watershed basin, 3 – isotherms

B. Mean annual precipitation in the Nida basin (according to NIEDŹWIEDŹ, OBRĘBSKA-STARKŁOWA 1991) after (KUPCZYK ET AL. 1994)

1 – rivers, 2 – watershed basin, 3 – isohyets

Charakterystyka stosunków termiczno-opadowych, które mają największe znaczenie w kształtowaniu odpływu i reżimu Czarnej Nidy, może być oparta na posterunku Kielce-Suków (268 m n.p.m.), który jest położony w szerokim obniżeniu śródgórskim na przedpolu Pasma Dymińskiego, około 2 km na N od miejsca połączenia się Lubrzanki i Belnianki oraz na kilku stacjach opadowych. Jednak musi się uwzględniać regionalne zróżnicowanie wywołane hipsometrią i orografią, gdyż górne części dorzecza obejmują również najwyższe partie Gór Świętokrzyskich.

Zlewnia Czarnej Nidy otrzymuje rocznie średnio 650 mm opadów, których największe nasilenie występuje latem (ryc. 8). Dane IMGW ze stacji opadowej Morawica za lata 2001–2010, przy podobnej średniej rocznej 650 mm pokazują jednak, że wahania z roku na rok mogą być znaczne – od 508 mm (2005) do 970 mm (2001). Pokrywa śnieżna utrzymuje się średnio 90 dni w roku.



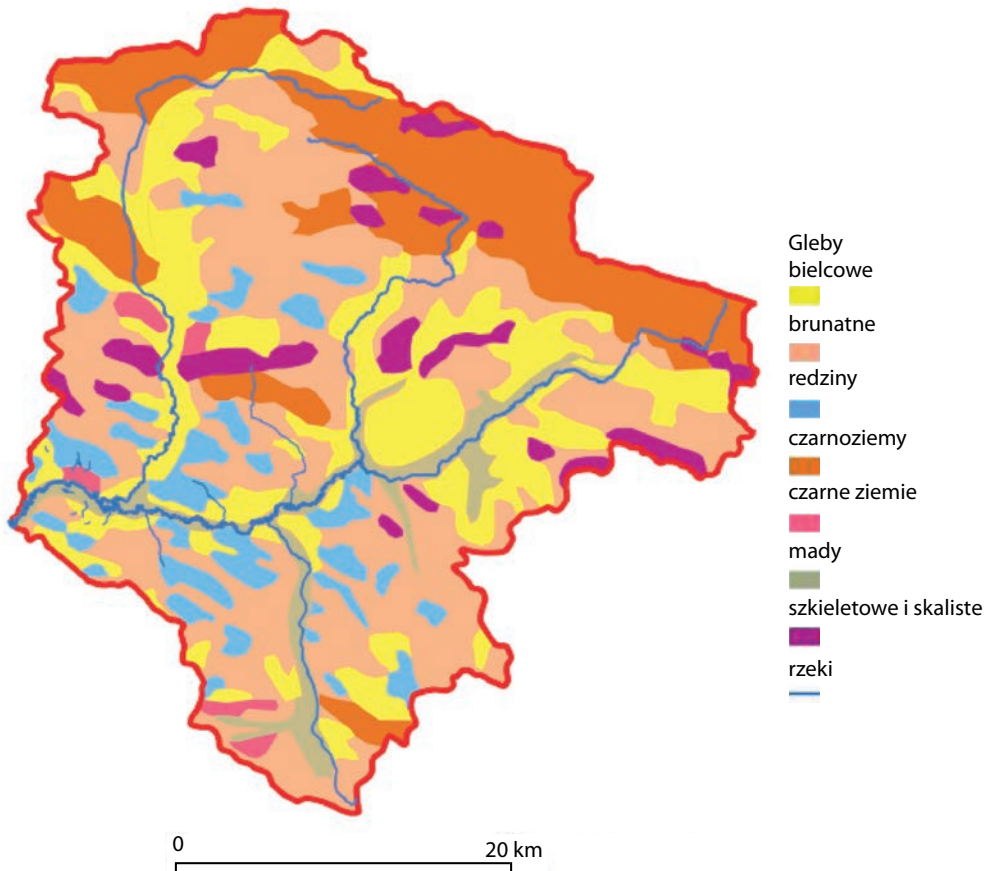
Ryc. 8. Krzywa średnich miesięcznych sum opadów atmosferycznych zarejestrowanych na pięciu stacjach w latach 1957–1978 (RZEPA 1992)

Fig. 8. Mean monthly precipitation recorded at five stations in the period 1957–1978 (RZEPA 1992)

Najwyższe opady w zlewniach górnej Belnianki (671,8 mm) i Bobrzy (667,3 mm) warunkują zwiększenie zasilania atmosferycznego w tych dorzeczach. Natomiast niższe opady (614,6 mm) charakterystyczne są dla części zlewni Czarnej Nidy po profil w Morawicy, położonej w cieniu opadowym po SE stronie Gór Świętokrzyskich. Najwięcej opadów występuje w sierpniu (około 14% sumy rocznej), a najmniej w lutym (około 4%). Drugorzędne maksimum opadowe przypada na grudzień (ryc. 8). Podobnie jak w całej Polsce, wyraźnie dominują opady letnie, jednak dla zlewni Gór Świętokrzyskich charakterystyczny jest wyższy udział opadów zimowych (o około 2%) niż na obszarach sąsiednich. W zlewni Belnianki opad półrocza zimowego wynosi 38%, a w Kielcach 18% rocznej sumy. Zlewnia ta ma najniższy stopień kontynentalizmu pluwialnego (przewaga opadów letnich nad zimowymi) $d = 0,04$ i najwyższy oceanizmu (przewaga opadów jesiennych nad wiosennymi – 1,13 i iloraz opadów zimowych do letnich – 0,54). Najwyższą zmiennością rocznych opadów charakteryzuje się zlewnia Bobrzy ($Cv = 0,157$), a najmniejszą Belnianki ($Cv = 0,140$) (KUPCZYK I IN. 1994). Wyniki badań nad maksymalnym prawdopodobnym opadem deszczu, który może formować katastrofalne wezbranie (SULIGOWSKI 2007, 2008, 2010b) wskazują na to, że jest on mniejszy, szczególnie w grupie opadów 1-godzinnych oraz 3- i 4-dobowych, niż w Sudetach Wschodnich czy Beskidzie Żywieckim (SULIGOWSKI 2004, 2010a). Dla całej zlewni Czarnej Nidy obliczone wartości dobowe wynoszą na poziomie $p = 1\%$ – 58,6 mm, a MWO (maksymalny wiarygodny opad) – 161,8 mm. MWO może przekroczyć 200 mm jedynie w małych zlewniach, do 100 km² (SULIGOWSKI 2010a).

1.2.3. GLEBY

W zależności od litologii skał podłoża i pokryw, a także roślinności wykształciły się w późnym glacie i holocenie zróżnicowane gleby regionów chęcińskiego i kielecko-łagowskiego (STRZEMSKI 1967). Największy obszar, na stokach i zboczach dolin przykrytych przez osady piaszczysto-żwirowe i wyższych terasach, zajmują gleby bielcowe i brunatne (ryc. 9).



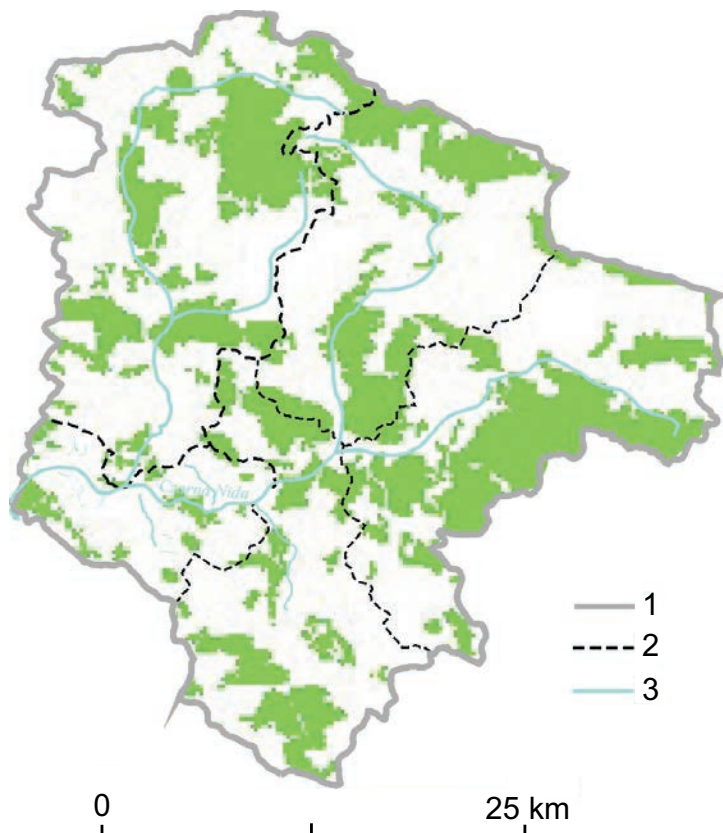
Ryc. 9. Mapa gleb w zlewni Czarnej Nidy (MUSIEROWICZ, Mapa Gleb Polski 1:300 000, arkusz Kielce)

Fig. 9. Soil map in the Czarna Nida basin (MUSIEROWICZ, Soil map of Poland 1:300 000, sheet Kielce)

Gleby powstałe na lessach (głównie płowe) występują tylko w źródłowych odcinkach rzek, natomiast mady w dnach dolin. Na wychodniach starszych skał podłoża, głównie w najwyższych partiach zlewni, na węglanowych wykształciły się redziny, a na bezwęglanowych gleby szkieletowe.

1.2.4. SZATA ROŚLINNA

Według podziału geobotanicznego Polski opisywany obszar znajduje się współcześnie w Dziale Bałtyckim, Poddziale Pasa Wyżyn Środkowych, w Krainie Świętokrzyskiej, w Okręgu Łysogórskim (SZAFER, ZARZYCKI, 1972).



Ryc. 10. Zalesienie w zlewni Czarnej Nidy (SULIGOWSKI I IN. 2009 zmienione)
1 – granica zlewni, 2 – granica zlewni cząstkowych, 3 – rzeki.

Fig. 10. Forestation in the Czarna Nida basin (SULIGOWSKI ET AL. 2009, modified)
1 – catchment border, 2 – subcatchment limit, 3 – river

Współcześnie zalesienie zlewni Czarnej Nidy nie przekracza 25% (ryc. 10). Dominującym typem roślinności potencjalnej są grądy subkontynentalne i kontynentalne bory mieszane sosnowo-dębowe. W ujściowym odcinku Czarnej Nidy koło Tokarni występują nadrzeczne łągi jesionowo-wiązowe. Niewielkie obszary zajęte są również przez świetliste dąbrowy i lasy jodłowe (MATUSZKIEWICZ I IN. 1995). W dolinie Czarnej Nidy występują zbiorowiska roślinności wodnej, szuwarowej i torfowiskowej – głównie

torfowisk niskich i przejściowych. Na równinie zalewowej i niskich terasach występują zbiorowiska łąkowe, które zajmują znaczne powierzchnie.

Jednak współczesny obraz roślinności kształtował się w ciągu ostatnich kilkunastu tysięcy lat pod wpływem zmieniającego się klimatu i narastającej antropopresji. Rekonstrukcja późnoglacialnej i holocenińskiej historii rozwoju roślinności oparta jest na diagramach pyłkowych, z których dwa, Słopiec w dolinie Belnianki i Górnio w dolinie Warkocz, położone są w zlewni Czarnej Nidy (SZCZEPANEK 1961, 1982) (tab. 1).

W młodszym dryasie, w warunkach zimnego i dość suchego klimatu, występowały luźne płaty (AP nieznacznie przewyższa NAP) sosnowo-brzozowych lasów z modrzewiem z domieszką olszy (*Alnus*) na siedliskach wilgotnych. Towarzyszyły im zarośla krzewiastych wierzb i brzoź (*Betula nana*, *B. humilis*). Znaczne przestrzenie bezleśne oraz wyższe położenia zajmowała roślinność światłolubna (*Juniperus*, *Ephedra*, *Helianthemum*, *Selaginella*, *Rumex*, *Artemisia*, *Equisetum*, *Thalictrum*), turzycowate i trawy. Roślinność higrofilną i wodną reprezentują rodzaje *Potamogeton*, *Typha*, *Alisma*, *Sparganium*, *Menyanthes*, *Comarum*. Jedynymi ewentualnymi i niepewnymi śladami działalności człowieka w tym okresie mogą być węgielki świadczące o pożarach.

W preboreale, cieplejszym i wilgotniejszym niż poprzednio, nastąpiły wyraźne przemiany roślinności. Brzoza wraz z sosną opanowały większą część regionu, a nieco później lasy brzozowo-sosnowe wzbogaciły się o nowe gatunki, takie jak olsza, wiąz (*Ulmus*), leszczyna (*Corylus*) i świerk (*Picea*). W miejscach podmokłych i torfowiskach wysoki jest udział sporomorf paproci, traw i turzycowatych.

W boreale niższe piętro leśne tworzyły: sosna, brzoza, wiązy, olsze i leszczyny, natomiast wyższe tylko sosna i modrzew. W starszym podokresie A, przy suchszym klimacie, panowały lasy sosnowo-brzozowe (maksimum sosny) z dużym udziałem wierzb oraz domieszką wiązu, leszczyny, olszy i świerka. Udział roślinności zielnej był wciąż wysoki (do 40%), co wskazuje na istnienie otwartych siedlisk (*Artemisia*, *Helianthemum*, *Selaginella*, *Hippophaë*). W młodszym podokresie B zdecydowanie przeważa już pyłek drzew (ponad 70%). W dalszym ciągu panującym zbiorowiskiem jest las sosnowy z brzozą, jednak dość znaczną rolę odgrywają w nim wiąz (pierwsze maksimum), leszczyna, olsza i świerk, pojawiają się gatunki ciepłolubne lasu mieszanego.

W atlantyckim optimum klimatycznym pyłek drzew osiąga swoje maksimum (powyżej 80%), następuje wyraźny spadek krzywych sosny i brzozy (do 20%) i wzrost udziału olszy, leszczyny (maksimum) i początek krzywych dębu, lipy i jesionu. Zbiorowiska leśne były dość zróżnicowane edaficznie, na siedliskach ubogich były to lasy sosnowe i sosnowo-olszowe, na podmokłych i torfowiskach olszyny i łęgi, natomiast na suchszych wielogatunkowe mieszane lasy liściaste (wiąz, leszczyna, lipa, dąb, świerk, olsza), które sięgały na najwyższe wzniesienia (zanikła piętrowość klimatyczno-roślinna). Znaczna była rola paproci. W drugiej połowie atlantyku w profilu ze Słopca pojawiają się też pierwsze ślady gospodarki człowieka, takie jak pyłek szczawiu (*Rumex*), babki (*Plantago lanceolata*) i zbóż (*Triticum*). W profilu tym pod koniec atlantyku pojawia się na krótko ciągła i podniesiona krzywa *Artemisia*, co może wskazywać na odlesienie większych powierzchni niż w innych rejonach Gór Świętokrzyskich. Wzrasta

ilość węgielków, których przynajmniej część może być świadectwem prowadzenia gospodarki żarowej. Jednak skala rolnictwa neolitycznego wydaje się mniejsza niż na innych obszarach środkowoeuropejskich (brak wahnień krzywych pyłku mieszanego lasu liściastego na diagramach). Brak pyłku chwastów i zbóż w atlantyckiej części profilu w Górnicy wskazuje na to, że wilgotne dna dolin, takie jak rzeki Warkocz, zostały zasiedlone z opóźnieniem.

W subboreale nastąpiła przebudowa składu gatunkowego lasów. Wyraźnie wzrosła rola sosny i świerka (maksimum holoceni), rozprzestrzeniły się nowe gatunki, takie jak grab, buk i jodła (początek ich ciągłych krzywych), kosztem wiązu, leszczyny, lipy, jesionu i nieznacznie dębu (spadek krzywych). W niższych położeniach panowały mieszane lasy liściaste, natomiast w wyższych zaczęły się formować lasy jodłowo-bukowe. Zmiany gatunkowe lasów nawiązywały do zmian klimatycznych, zwilgocenia i ochłodzenia. Obficiej pojawiły się wskaźniki upraw rolnych (szczaw, babka i zboża), a także węgielki mogące być świadectwem gospodarki żarowej. W profilu w Słopcach warstwowo z węgielkami towarzyszy nieznaczne podniesienie udziału NAP (*Filicales*, *Artemisia*) i brzozy.

Okres subatlantycki jest trójdzielny i jest wilgotniejszy i chłodniejszy (maksimum buka i jodły). W pierwszym podokresie (A: 1000–0 BC) pyłek drzew przekracza 80%, a charakterystyczny jest wyraźny wzrost pyłku graba, buka i jodły. Również udział sosny i brzozy jest nieco większy, kosztem pozostałych gatunków z wyjątkiem dębu i olszy. Częstszy jest pyłek zbóż (*Triticum*, *Secale*) i chwastów (ciągłe krzywe), podobnie jak gatunków synantropijnych. W okresie tym maksymalny rozwój wykazują lasy jodłowe, jodłowo-bukowe w wyższych położeniach (powyżej 350 m n.p.m.) i grabowe w niższych. W kolejnym podokresie (0–1700 AD) nastąpił szybki wzrost NAP kosztem AP (poniżej 70%). Wzrasta udział sosny, brzozy i dębu, natomiast spada graba, buka i jodły, a krzywe wiązu, leszczyny i lipy stają się nieciągłe. Powoduje to przebudowę gatunkową lasów, redukcję ich powierzchni do siedlisk wilgotnych i wyżej położonych, niedogodnych dla rolnictwa. Podokres ten obejmuje czas rozwoju prehistorycznych centrów metalurgicznych kultury przeworskiej. W ostatnim podokresie (C: po 1700 AD) udział NAP przekracza 50%, a maksymalne wartości uzyskują chwasty (w Słopcach *Rumex* maks. 64,7%) i zboża. Poza sosną (wzrost udziału), wierzbą i dębem udział wszystkich drzew spada. W osadach brak jest węgielków, co można wiązać z zanikiem gospodarki żarowej. Zmiany roślinności uwarunkowane były antropogenicznie, a nie klimatycznie. Wzrost erozji gleb zaznaczył się w torfowiskach większym zaileniem torfów.

Tabela 1. Przemiany roślinności i klimatu w późnym glacie i holocenie Gór Świętokrzyskich według SZCZEPANKA (1961) (zmodyfikowane)

Table 1. Transformation of vegetation and climate in the Late Glacial and Holocene in the Holy Cross Mountains according to SZCZEPANEK (1961)

Wiek	Okresy	Pod-okresy	Roślinność	Piętra roślinne	Klimat	Chronologia archeologiczna	
Holocen	Subatlantycki	C	Lasy współczesne zmienione gospodarką człowieka, protegującą przede wszystkim sosnę	Współczesne zróżnicowanie na piętra: niższe do ok. 350 m n.p.m. – zbudowane z mieszanych lasów liściastych. Wyższe piętro obejmuje lasy jodłowo-bukowe	Współczesny	Żelazo	
		B	Lasy mieszane z grabem, w wyższych położeniach lasy jodłowo-bukowe. W podokresie „B” trzebież lasów wszystkich typów i rozprzestrzenianie się roślinności pastwisk i pól uprawnych		Chłodny i wilgotny	Brąz	
		A				Neolit	
	Subborealny		Mieszane lasy liściaste (dąb, lipa, leszczyna, olsza, grab). Optimum rozwoju świerka. Stopniowy spadek elementów mieszanego lasu liściastego. Rozprzestrzenianie się buka i jodły	W niższych położeniach piętro mieszanych lasów liściastych. Powyżej piętro jodłowo-bukowe.	Chłodniejszy i wilgotny	Mezolit	
	Atlantycki		Mieszane lasy liściaste (wiąz, leszczyna, lipa, dąb, świerk, olsza). Na glebach ubogich i podmokłych lasy sosnowe i sosnowo-olszowe	Brak zróżnicowania piętrowego. Mieszane lasy liściaste sięgają prawdopodobnie po najwyższe wzniesienia	Ciepły i wilgotny – holocenijskie optimum klimatyczne		
	Borealny	B	Lasy sosnowe z brzozą, wiązem, leszczyną i olszą.	Na niższe piętro leśne składają się: sosna, brzoza, wiąza, olsze, leszczyna. Piętro wyższe buduje tylko sosna i modrzew	Ciepły, nieco wilgotniejszy		
		A	Lasy sosnowe z brzozą modrzewiem i wiązem. Duży udział wierzb		Ciepły, dość suchy		
	Preborealny		Lasy brzozowo-sosnowe z obfitym udziałem roślinności zielnej (turzycowate, trawy, paprocie)		Szybka poprawa klimatu na cieplejszy i wilgotniejszy		
	Późny glacial	Młodszy Dryas		Luźne płaty lasu (sosna, modrzew, brzoza), zarośla wierzb i skupienia roślinności kserotermicznej, bagiennej i wodnej.	W niższych położeniach płaty lasu, powyżej roślinność alpejska	Zimny i dość suchy	

1.3. Reżim Czarnej Nidy i jego zmiany

Cechami hydrograficznymi i hydrologicznymi zlewni Gór Świętokrzyskich zajmowali się m.in.: BURCHARD (1978), BURCHARD i MAKSYMIAK (1974), CIUPA (1991, 2009), Rzepa (1992), KUPCZYK I IN. (1994).

Obszar Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się odśrodkowym układem sieci rzecznej, z którego wypływają na północ ciekier dorzecza Kamiennej, a na południe rzeki zlewni Nidy. Na dorzecze Czarnej Nidy składają się 3 główne zlewnie cząstkowe: Bobrza, Lubrzanka i Belnianki (tab. 2).

Tabela 2. Podział dorzecza Czarnej Nidy i zestawienie parametrów fizycznogeograficznych zlewni cząstkowych i różnicowych (KUPCZYK I IN. 1994)

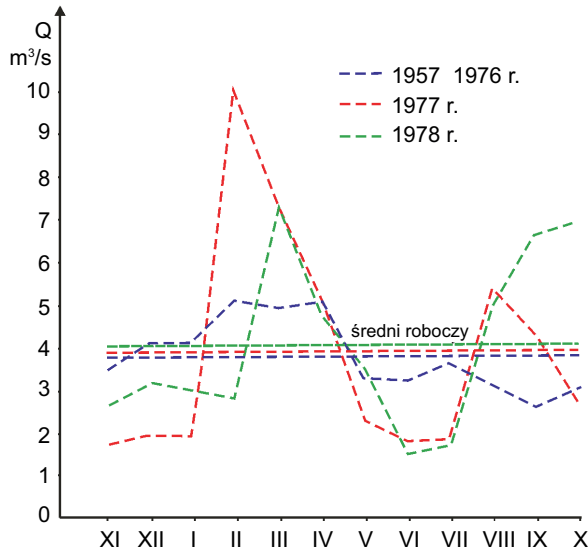
Table 2. Division of the Czarna Nida basin and summary of its physiographic parameters (KUPCZYK ET AL. 1994)

Rzeka profil	Pow. zlewni (km ²)	Długość rzeki (km)	Wysokość w zlewni n.p.m. (m)					Średnie nachylenie zlewni (‰)	Spadek rzeki (‰)
			max.	min.	śred.	źródło	ujście		
Lubrzanka <i>Cedzyna</i>	140,7	22,8	612,0	255,0	307,5	360,0	255,0	30,1	4,60
Belnianka <i>Daleszyce</i>	154,2	21,7	601,0	253,0	311,5	370,0	252,0	28,0	3,39
Czarna Nida <i>Morawica</i>	754,6	45,6	612,0	227,0	299,0	370,0	228,0	14,0	3,11
Czarna Nida <i>Tokarnia</i>	1216,4	58,0	612,0	213,0	291,5	370,0	213,0	11,4	2,71
Bobrza <i>Słowik</i>	307,5	36,6	406,0	232,5	232,5	368,0	213,0	9,9	4,23

W górnych odcinkach są to rzeki górskie o spadkach powyżej 10‰, niżej płyną w dolinach z naprzemiennie występującymi rozszerzeniami i przelomami. Rzeki te wyróżniają się wysokimi rocznymi wartościami odpływu (H powyżej 200 mm). Gęsta sieć rzeczna, urozmaicona rzeźba, strome stoki, cienkie pokrywy zwietrzelinowe i niska przepuszczalność skał w podłożu powodują szybki typ krążenia wody. Efektem dominacji szybkiego odpływu powierzchniowego i śródpokrywowego jest duża zmienność przepływów i wysokie wezbrania opadowe. Jednak chłodniejszy klimat oraz większe opady zimowe i ich akumulacja w pokrywie śnieżnej powodują, że na wiosnę występuje na tych rzekach duże wezbranie roztopowe, a wtórne, mniejsze maksimum późnojesienne (XI/XII) ma charakter opadowo-roztopowy (ryc. 11). W zlewniach tych występuje przewaga zasilania powierzchniowego nad podziemnym ($\alpha = 26\text{--}40\%$) w odpływie całkowitym, co odbija się w wysokich współczynnikach nieregularności średnich miesięcznych przepływów oraz w dużej amplitudzie średnich przepływów rocznych w latach suchych i mokrych (SULIGOWSKI I IN. 2009).

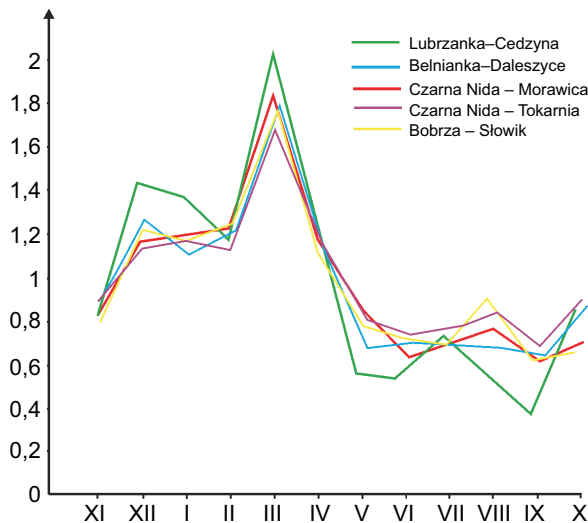
Czarna Nida jest typową rzeką wyżynną o deszczowo-śnieżno-gruntowym reżimie zasilania i koncentracji odpływu w okresie wiosennych wezbrań roztopowych oraz letnich

weszebrań deszczowych (RZEPA 1992). Miesięczny współczynnik przepływu Pardégo (k) osiąga najwyższą wartość w marcu, dochodząc na Lubrzance do 2,02%, natomiast w pozostałych rzekach, w tym na Czarnej Nidzie, oscyluje koło 1,8% (ryc. 12).



Ryc. 11. Średnie miesięczne i roczne przepływy rzeki Czarnej Nidy (przekrój Morawica) w latach 1957–1978 (materiały IMiGW w Krakowie) (RZEPA 1992)

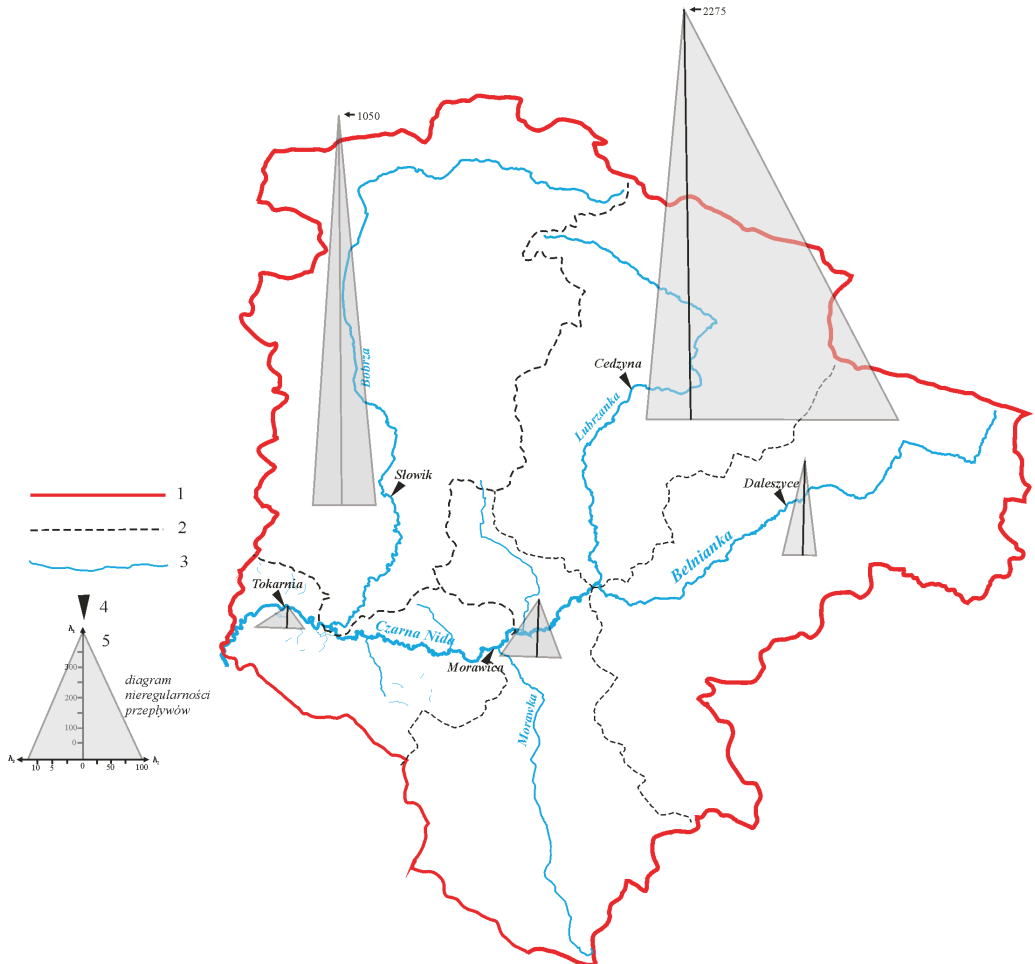
Fig. 11. Mean monthly and annual discharge of the Czarna Nida river (section Morawica) in the period 1957–1978 (IMiGW in Kraków) (RZEPA 1992)



Ryc. 12. Wartość miesięcznych współczynników przepływów Pardégo (k) w zlewniach cząstkowych dorzecza Czarnej Nidy (KUPCZYK I IN. 1994)

Fig. 12. Monthly coefficients of discharge (Parde ratio) for subcatchments of the Czarna Nida basin (KUPCZYK ET AL. 1994)

Drugie maksimum przepływów, ale niższe od wiosennego, występuje w zimie (XI–I). W okresie letnim przepływy są niższe od średnich rocznych. Taki rozkład wskazuje na to, że odpływ kształtowany jest przede wszystkim przez zasilanie roztopowe, a drugorzędne wezbrania opadowe występują późną jesienią (opady i niskie parowanie) oraz w sierpniu (wysokie opady). Przepływy charakteryzują się dużą zmiennością, szczególnie w okresie letnim, co związane jest z opadami i cechami podłoża, sprzyjającymi szybkiemu spływowi (ryc. 11, 12). Największa zmienność notowana jest na Lubrzance, zarówno w zakresie średnich miesięcznych, jak i maksymalnych. Lubrzanka, Belnianka i Bobrza mają też bardzo wysoką zmienność przepływów dobowych, natomiast w większych zlewniach, np. Czarnej Nidy, wahania te są niższe (KUPCZYK I IN. 1994).



Ryc. 13. Kartodiagram nieregularności średnich przepływów w dorzeczu Czarnej Nidy w wieloleciu (1971–1990) (KUPCZYK I IN. 1994)

Objaśnienia: 1 – dział wodny dorzecza, 2 – dział wodny do wodowskazu, 3 – rzeki, 4 – wodowskaz, 5 – diagram nieregularności przepływów dobowych (λ_1), miesięcznych (λ_2), rocznych (λ_3).

Fig. 13. Diagram of mean flow irregularities in the Czarna Nida basin in the period 1971–1990 (KUPCZYK ET AL. 1994)
1 – watershed, 2 – watershed to gauge, 3 – rivers, 4 – gauge, 5 – diagram of flow irregularities (λ_1), monthly (λ_2), yearly (λ_3)

Wskaźnik nieregularności przepływów dobowych jest najwyższy na Lubrzance ($\lambda_1 = 2275$) i Bobrzy ($\lambda_1 = 1050$), co może być związane z antropogenicznymi zaburzeniami, gdyż w zlewniach naturalnych wartości te są 10–15-krotnie niższe (KUPCZYK I IN. 1994). Jednak wszystkie zlewnie świętokrzyskie wykazują dużą amplitudę wahań przepływów dobowych, co związane jest z warunkami krążenia wód na tym obszarze – dużymi spadkami, na ogół słabą przepuszczalnością podłoża. Wyrównane, wysokie zasilanie opadowe przez cały rok i niewielkie parowanie warunkują niewielką zmienność przepływów miesięcznych Belnianki i Czarnej Nidy. Jedynie na Bobrzy współczynnik ten osiąga wysoką wartość ($\lambda_2 = 280$), co związane jest z działalnością górniczą (ryc. 13). Z kolei niewielkie zasoby dynamiczne wód podziemnych w zlewniach świętokrzyskich powodują dużą zmienność przepływów średnich rocznych w latach suchych i mokrych.

Największa liczba wezbrań przypada na lipiec i sierpień (wezbrania letnie) oraz luty i marzec (wezbrania wiosenne). Reakcja przepływów na deszcze nawalne jest bardzo szybka – do trzech dni, a często natychmiastowa; w przypadku opadów długotrwałych nie przekracza ona kilku dni (RZEPA 1992). Średni roczny przepływ Czarnej Nidy wzrasta z 3,71 (Morawica) do 6,88 m³/s (Tokarnia) poniżej ujścia Bobrzy, jednak przepływy ekstremalne mogą osiągać odpowiednio 77,5 i 230,0 m³/s (tab. 3) (KUPCZYK I IN. 1994).

Tabela 3. Przepływy charakterystyczne (m³/s) w zlewni Czarnej Nidy, ekstremalne (WWQ), minimalne (NNQ) oraz średnie (SWQ, SSQ, SNQ) (KUPCZYK I IN. 1994)

Table 3. Characteristic values of discharge (m³/s) in the Czarna Nida basin, extreme (WWQ), minimal (NNQ) and mean (SWQ, SSQ, SNQ) (KUPCZYK ET AL. 1994)

Rzeka profil	Powierzchnia zlewni (km ²)	Przepływy (m ³ /s)				
		WWQ	SWQ	SSQ	SNQ	NNQ
Lubrzanka <i>Cedzyna</i>	140,7	45,5	21,42	0,71	0,06	0,02
Belnianka <i>Daleszyce</i>	154,2	68,0	24,27	1,26	0,41	0,22
Czarna Nida <i>Morawica</i>	754,6	77,5	36,37	3,71	1,08	0,50
Czarna Nida <i>Tokarnia</i>	1216,4	116,0 230,0	48,46 93,80	6,49 6,88	2,49 2,37	1,30 1,28
Bobrza <i>Słowik</i>	307,5	52,5	19,53	1,72	0,27	0,05

Zróźnicowanie odpływu średniego jest duże, najwyższe w zlewniach Gór Świętokrzyskich (Belnianki 258,4 mm, Lubrzanka 204,9 mm), ale w dolinie Czarnej Nidy jest on niższy tylko o kilkanaście milimetrów. Potwierdza to rozkład współczynnika odpływu, najwyższy w zlewni Belnianki ($\acute{a} = 38,9\%$), a dla pozostałych zlewni 25,4–32,8%. Obniżenie tego wskaźnika do 25,4% dla Czarnej Nidy w Morawicy wywołane jest najprawdopodobniej działalnością górniczą i ujęciami komunalnymi (KUPCZYK I IN. 1994, tam literatura).

Tabela 4. Charakterystyczne odpływy jednostkowe (KUPCZYK I IN. 1994)

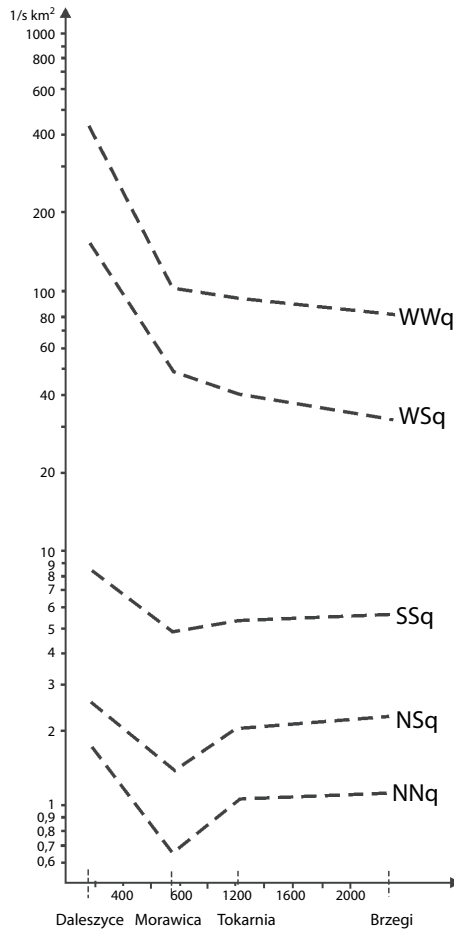
Objaśnienia: WWq – najwyższy z wysokich, SWq – średni z wysokich, SSq – średni z średnich, SNq – średni z niskich, NNq – najniższy z najniższych

Table 4. Specific flow (l/s km²) at the characteristic values of discharge

WWq – maximum discharge of maximum discharges, SWq – mean discharge of maximum discharges, SSq – mean discharge of mean discharges, SNq – mean discharge of minimum discharges, NNq – minimum discharge of minimum discharges

Rzeka profil	Powierzchnia zlewni (km ²)	Odpływ jednostkowy (l/s km ²)				
		WWq	SWq	SSq	SNq	NNq
Lubrzanka <i>Cedzyna</i>	140,7	323,4	152,2	6,5	0,4	0,1
Belnianka <i>Daleszyce</i>	154,2	441,0	157,4	8,2	2,7	1,4
Czarna Nida <i>Morawica</i>	754,6	102,7	48,2	4,9	1,4	0,7
Czarna Nida <i>Tokarnia</i>	1216,4	95,4	39,8	5,3	2,0	1,1
Bobrza <i>Stowik</i>	307,5	170,7	63,5	5,6	0,9	0,2

Najwyższe wielkości średnich odpływów jednostkowych charakteryzują zlewnię Belnianki (8,2 dm³/s⁻¹/km⁻²), podobnie jak maksymalne, które wynoszą dla Belnianki 441 dm³/s⁻¹/km⁻², a dla Lubrzanki 323,4 dm³/s⁻¹/km⁻² (tab. 4, ryc. 14). Wartości odpływów jednostkowych gwałtownie maleją na Czarnej Nidzie i wynoszą odpowiednio około 5 dm³/s⁻¹/km⁻² i około 100 dm³/s⁻¹/km⁻², a zmiana ta jest spowodowana cechami środowiska (np. Padół Kielecko-Łagowski i szerokie doliny wypełnione przepuszczalnymi osadami żwirowo-piaszczystymi) oraz zmianami antropogenicznymi (KUPCZYK I IN. 1994). Przepływy kulminacyjne katastrofalnych wezbrań wskazują na to, że maksymalne odpływy jednostkowe w zlewniach większych od 20 km² nie powinny być wyższe od 5000 dm³/s⁻¹/km⁻², natomiast dla zlewni mniejszych od 5 km² mogą być wielokrotnie większe (BRYNDAL I IN. 2008) (ryc. 14).



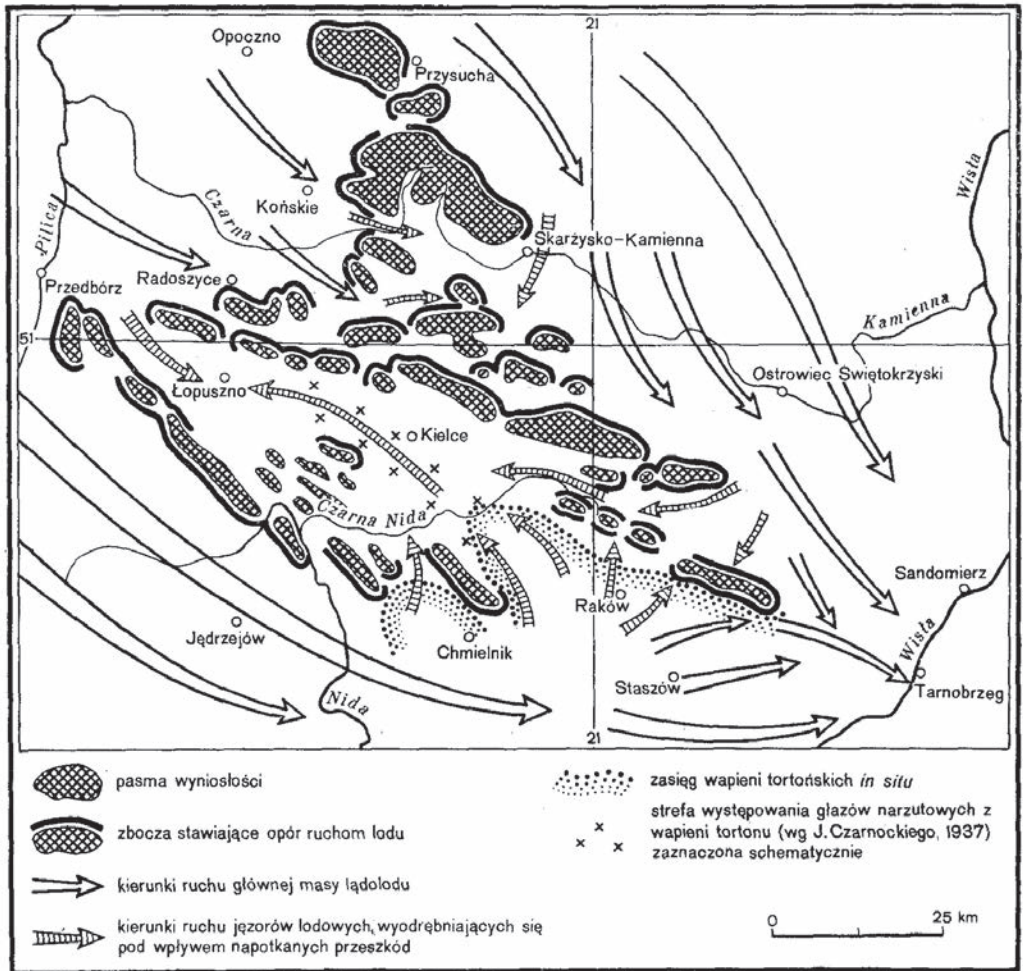
Ryc. 14. Profil hydrologiczny odpływów jednostkowych Czarnej Nidy (KUPCZYK I IN. 1994)
 WWq – najwyższy z wysokich, SWq – średni z wysokich, SSq – średni z średnich, SNq – średni z niskich,
 NNq – najniższy z najniższych

Fig. 14. Longitudinal hydrological profile of specific discharge for the Czarna Nida basin (KUPCZYK ET AL. 1994)
 WWq – maximum discharge of maximum discharges, SWq – mean discharge of maximum discharges,
 SSq – mean discharge of mean discharges, SNq – mean discharge of minimum discharges, NNq – minimum
 discharge of minimum discharges

1.4. Ewolucja doliny Czarnej Nidy w kenozoiku

Paleogeńsko-neogeńska ewolucja obszaru Gór Świętokrzyskich przebiegała etapowo w warunkach aktywnej, zróżnicowanej regionalnie tektoniki, co doprowadziło do powstania kilku poziomów powierzchni zrównania. Góry charakteryzują się promienistym, odśrodkowym układem sieci rzecznej, zdeterminowanym przez powstanie w czasie ruchów alpejskich wielkopromiennego wyniesienia skał mezozoicznych ponad paleozoicznym trzonem (LENCEWICZ 1934; KOWALSKI 1988a). Rzeki rozcinały

pokrywą mezozoiczną, a później paleozoiczny trzon niezależnie od odporności skał. Z tym etapem związane jest powstanie ponad 20 przełomów poligenetycznych (najczęściej epigenetyczno-antecedentnych) przez twardzielcowe pasma, np. Lubrzanki pomiędzy Pasmem Mójczańskim i Otroczem, Bobrzy przez Pasmo Zgórskie i Posłowickie, czy Belnianki przez Pasmo Orłowińskie i Bielińskie, a także zmiany układu sieci rzecznej w lokalnych węzłach geodynamicznych, czy powstanie dolin tektonicznych (KOWALSKI 1988a, 2002).



Ryc. 15. Kierunki transgresji lądolodu krakowskiego w Górach Świętokrzyskich (wg S.Z. RÓŻYCKIEGO 1972)

Fig. 15. Directions of the Cracovian ice-sheet transgression in the Holy Cross Mountains (according to RÓŻYCKI 1972)

Czwartorzędowy etap ewolucji dolin w plejstocenie był związany ze zlodowaczeniami plejstoceniowymi (np. LENCEWICZ 1913; CZARNOCKI 1927, 1931; SAMSONOWICZ 1934; KLIMASZEWSKI 1952; ŁYCZEWSKA 1959, 1971; KŁATKA 1964; BARTOSIK 1972; RADŁOWSKA

1957, 1960, 1963; RÓŻYCKI 1964, 1972; MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1969, 1972; LINDNER 1971, 1979, 1980, 1984a, b, 2004; HAKENBERG 1974), choć dane geomorfologiczne i sejsmiczne wskazują na to, że również w tym okresie zachodziły ruchy tektoniczne (JANCZEWSKI 1932; GILEWSKA 1972; KOWALSKI 1993; 1995a, 2000a, b, 2001b, 2002; KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA 1998, 2000; SOŁTYSIK 2000, 2002). Środowisko peryglacialne rozwijało się tu przynajmniej trzykrotnie (MOJSKI 1993, 2005), a jego ślady w postaci form denudacyjnych i osadów ekstraglacialnych, głównie lessów oraz pokryw rzecznych i stokowych, nałożyły się na trzeciorzędowe powierzchnie zrównań, rzeźbę strukturalną i tektonikę dysjunktywną.

Góry Świętokrzyskie spowodowały podział łądolodów w okresie zlodowaceń południowopolskich (san I, san II) na dwa loby – nadnidziański i nadwiślański, które stopniowo otoczyły cały masyw (MOJSKI 2005). Dlatego łądolód wtargnął do doliny Czarnej Nidy od południa i południowego wschodu poprzez doliny Morawki i Pierzchnianki, a następnie, po połączeniu z jezorami lobu nadwiślańskiego, zajął centralną część gór, co potwierdza rozkład eratyków wapieni litotamniowych i muszlowych zlepów sarmackich (RÓŻYCKI 1967) (ryc. 15). Później lód pokrył stopniowo całe góry (RÓŻYCKI 1967), choć niewykluczone, że najwyższe partie były nunatakami (CZARNOCKI 1931; KŁATKA 1962). Rzeźba uległa przekształceniu glacialnemu, w tym przełomy np. Lubrzanki, Bobrzy i Hutki (KOWALSKI 1988b, 2002b).

Na początku interglacjału mazowieckiego odgrzebana została cała stara rzeźba, w tym kuesty z subsekwentnymi dolinami u ich podnóża w mezozoicznym obrzeżeniu gór (RÓŻYCKI 1967) i przełomy rzeczne w trzonie paleozoicznym (LENCEWICZ 1913; KOWALSKI 1988b). Środkowa Nida płynęła w tym interglacjale na północ do zlewni Pilicy (HAKENBERG, LINDNER 1971).

W czasie kolejnych glacjałów obszar znajdował się w klimacie peryglacialnym. Nasunięcie łądolodu odry nawiązywało ściśle do orografii. Spowodowało to jego podział na szereg lobów, które wkraczały tylko w obniżenia (SAMSONOWICZ 1925; BARTOSIK 1972; RÓŻYCKI 1967; LAMPARSKI 1970; LINDNER 1970, 1984a, 1988, 2004, 2005; MOJSKI 2005). Zabarykadowane doliny i kotliny były intensywnie wypełniane materiałem sandrowym i w efekcie wody proglacialne przelały się przez przełęcz (m.in. Mniowską). Były one odprowadzane na południe przez dolinę Bobrzy, Belnianki (martwą doliną między Słopcem a Smykowem), Czarnej Nidy, a potem Nidy, której kierunek płynięcia uległ odwróceniu (z północnego na południowy) wskutek odpływu wód fluwioglacialnych (HAKENBERG, LINDER 1971; LINDNER, MASTELLA 2002). Doprowadziło to do zasypania tych dolin do wysokości 260–270 m n.p.m. przez osady fluwioglacialne oraz rzeczne, zazębiające się z pokrywami soliflukcyjnymi i lessowymi (FILONOWICZ 1971).

W przedwarciańskim ociepleniu nastąpiło rozcięcie tego zasypania i w dolinach Lubrzanki oraz Belnianki powstała terasa 10–12 m (KŁATKA 1962). Odpowiada ona prawdopodobnie piaszczysto-żwirowej terasie IV o wysokości 10–15 m, zachowanej fragmentarycznie w dolinie środkowej Nidy koło Chojn i Brzeźna, i wiązanej z jednym z etapów recesyjnych zlodowacenia środkowopolskiego (HAKENBERG, LINDNER 1971).

W dorzeczu Czarnej Nidy nie znaleziono dotychczas śladów fazy warciańskiej akumulacji i eemskiej erozji.

Ochłodzenie vistuliańskie spowodowało, że w dnach dolin zachodziła akumulacja aluwii piaszczysto-żwirowych zazębających się z dwoma soliflukcyjnymi pokrywami gruzowymi, nadbudowującymi też terasy środkowopolskie (KLATKOWA 1955; KLATKA 1956). W ujściowym odcinku doliny Czarnej Nidy i w dolinie środkowej Nidy z okresem tym wiązana jest terasa III o wysokości 7–8 m (HAKENBERG, LINDNER 1971, 1973), zachowana tu w formie rozległych płatów o szerokości 0,5–1,0 km, a zniszczona jedynie w odcinku przełomowym koło Tokarni (HAKENBERG, LINDNER 1971).

Zagadnieniami późnoglacialnych i holocenijskich przemian w rzeźbie dolin rzecznych regionu świętokrzyskiego zajmowało się szereg autorów (RÜHLE 1952; KLATKA 1958, 1968, 1976; WALCZOWSKI 1962; HAKENBERG, LINDER 1971, 1973; ŁYCZEWSKA 1971; LINDNER, BRAUN 1974; FILONOWICZ 1968, 1980; LINDNER 1977, 1984b; KOWALSKI 1988b, 1990, 1992, 1995, 1998, 2002a, b; KOWALSKI, SWALDEK 1991; LUDWIKOWSKA 1993, 1995, 1997, 1998; LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000; LUDWIKOWSKA, OLSZAK 1997; STARKEL I IN. 1999), co pozwoliło ustalić kilka prawidłowości. Aluwia holocenijskie zawierają czarne dęby i są dwudzielne (facja korytowa i pozakorytowa), ich wykształcenie oraz zróżnicowanie morfologii równin zalewowych zależy silnie od czynników lokalnych, takich jak morfologia terenu, litologia i tektonika podłoża (KOWALSKI 2002a, b; SOŁTYSIK 2002). Poniżej zostaną przedstawione jedynie ogólne prawidłowości w ewolucji dolin w ostatnich kilkunastu tysiącach lat, natomiast szczegółowe wyniki badań w poszczególnych dolinach, ze szczególnym uwzględnieniem dorzecza Czarnej Nidy, będą przedmiotem rozważań w dalszej części pracy.

Późnoglacialne ocieplenie, degradacja wieloletniej zmarzliny sprzyjały krasowieaniu, denudacji i erozji (SZCZEPANEK 1971). W starszym dryasie, wskutek splukiwania i wywiewania, zostały odsłonięte gołoborza, a zdarty materiał lessowy osadzał się w dolnej części stoków w postaci smugowanych pokryw (KLATKA 1962, 1968). Na rozciętych w starszym dryasie (KLATKA 1968) lub allerödzie (HAKENBERG, LINDNER 1971) i zdrenowanych terasach vistuliańskich powstały w późnym glacie liczne wydmy (CZARNIK 1966, JAŚKOWSKI 1996). Ze schyłkiem plejstocenu wiązany jest rozległy poziom terasy II (3–4 m) (HAKENBERG, LINDNER 1971, 1973), zachowany na lewym brzegu w ujściowym odcinku Czarnej Nidy pomiędzy Tokarnią a Brzegami, utworzony przez rzekę roztokową w młodszym dryasie, a okresowo później zalewany, o czym świadczą przykrywające go lokalnie osady pozakorytowe (FILONOWICZ 1968; HAKENBERG, LINDNER 1971, 1973). Został on rozcięty u schyłku młodszego dryasu, w preboreale, a od boreału rozpoczęło się kształtowanie dna doliny (KLATKA 1968; HAKENBERG, LINDNER 1971, 1973) przez rzeki meandrowe, w aluwkach których występują subatlantyckie pnie czarnych dębów (LINDNER 1977; KOWALSKI, SWALDEK 1991).

Przebieg procesów erozyjno-akumulacyjnych przebiegał początkowo fazowo, nawiązując do rytmu wahań klimatycznych w okresie ostatnich kilkunastu tysięcy lat. Za fazy wzmożonej erozji i denudacji uznawano dotychczas przełom młodszego dryasu i holocenu, optimum klimatyczne i przełom subboreału i subatlantyku, natomiast

okresami spokoju i formowania gleb miały być *alleröd*, *boreał*, przełom atlantyku i subboreału (KLATKA 1962, 1968).

Na te wahania naturalne nakładała się antropopresja, pojawiająca się wraz ze społecznościami rolniczo-hodowlanymi u schyłku atlantyku, a później mająca różną intensywność (SZCZEPANEK 1971). Największa skala odlesienia obszaru, związana z rozwojem prehistorycznej metalurgii, przypada prawdopodobnie na okres późnorzymski (BIELENIN 1992; ORZECOWSKI 2007), a jedno z takich centrów było zlokalizowane w dolinie Czarnej Nidy (PRZYCHODNI 2006). Odlesienie spowodowało ożywienie procesów krasowych (SZCZEPANEK 1971), eolicznych (FLIS 1956; WALCZOWSKI 1968; LINDNER 1980; JAŚKOWSKI 1996), czy erozyjnych na lessach (GILEWSKA 1972, tam literatura). W dolinach rzecznych znalazło to swoje odbicie w rozcięciu i powstaniu holocenijskiej terasy 5–7 m Belnianki, Psarki i in. (KLATKA 1968), a także akumulacji stożków napływowych i serii osadów pozakorytowych 2,0–2,5 m (doliny Belnianki, Psarki), lokalnie, np. w dolinie Świśliny, o miąższości prawie 10 m (KLATKA 1958).

1.5. Dotychczasowy stan badań nad doliną Czarnej Nidy

Dolina rzeki Czarnej Nidy nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych i paleogeograficznych, natomiast studiami tego typu objęte były sąsiednie odcinki dolin.

W ujściowym odcinku Czarnej Nidy, gdzie rzeka poniżej przełomu koło Tokarni meandruje wskutek podparcia lokalnej bazy erozyjnej przez łączące się Białą i Czarną Nidę, udało się ustalić ilość i względny wiek teras (HAKENBERG, LINDNER 1971, 1973). Autorzy ci wyróżnili na tym odcinku wysokie terasy ze zlodowacenia środkowopolskiego (IV: 10–15 m) i bałtyckiego (III: 7–8 m), młododryasową terasę II (3–4 m) ze śladami koryt roztokowych (wypełnienia organiczne) oraz czterostopniową równinę zalewową (terasa I). Piaszczysto-żwirowa terasa II zachowana jest w postaci dużych płątów (Brzegi, międzyrzecze Białej i Czarnej Nidy), ostańców erozyjnych (pagóry meandrowe) w dnie doliny lub ostańców nadbudowanych madami w czasie subatlantyckich wezbrań zatorowych (HAKENBERG, LINDNER 1973). W międzyrzeczu Białej i Czarnej Nidy terasa II jest zwydmiona, a kopalna gleba (1930±190 BP) (ŚNIEŻKO 1978) świadczy o antropogenicznych fazach eolicznych w subatlantyku.

Równina zalewowa zaczęła być kształtowana w eholocenie po rozcięciu terasy II. Aluwia holocenijskie mają do 10 m miąższości i składają się z piaszczysto-żwirowych osadów korytowych z sieczką organiczną i subfossylnymi pniami oraz z osadów pozakorytowych wypełniających starorzecza (serie organiczne) i zalegających na powierzchni równiny. Trzy wyższe stopnie były formowane przez rzekę meandrującą odpowiednio na przełomie atlantyku i subboreału (I4–1,8 m), o czym mają świadczyć obrobione i redeponowane czarne dęby, wiązane przez HAKENBERGA i LINDNERA (1973) z atlantykiem, oraz w subatlantyku (I3–1,2 m, I2–0,8 m). Powstanie tych dwóch stopni, które były aktywne odpowiednio pod koniec XVIII w. i w XIX w. (dane kartograficzne), autorzy wiążą z etapami rozwoju gospodarki ludzkiej. Najniższy stopień I1–ok. 0,5 m powstał i modelowany

jest przez współczesną rzekę dziczejącą (roztokową), której zmiana rozwinięcia spowodowana jest działalnością rolniczą i erozją gleb (HAKENBERG, LINDNER 1973). Późniejsze datowania czarnych dębów z aluwii poziomu I4 (1190±120 BP) koło Tokarni (LINDNER 1977) pokazały, że nie można go odnosić do mezoholocenu. Potwierdza to także data z subfosylnego pnia (2200±200 BP) zalegającego w aluviach tego poziomu w miedzyrzeczu Białej i Czarnej Nidy (ŚNIEŻKO 1978). Z aluwii koło Starych Chęcín były datowane szczątki organiczne (1200±75 BP) (SZWARCZEWSKI, SMOLSKA 2009).

Współczesne zmiany morfologiczne koryta Czarnej Nidy zostały zarejestrowane koło Ostrowa. Pomiarów przeprowadzono po wezbraniach roztopowych w latach 2004–2006 na uregulowanym w 2003 roku odcinku koryta. Zaobserwowano tam nasilenie procesów migracji bocznej średnio 0,40–0,70 m, maksymalnie 1,20 m (BAK, MICHALIK 2010).

W jej dorzeczu wieloletnie studia nad późnoglacialną i holocenią ewolucją były prowadzone w dolinie środkowej Belnianki (STARKEL I IN. 1999; LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000), środkowej Lubrzanki (KOWALSKI 1988a, b, 1990, 2002a, b; KOWALSKI, SWALDEK 1991), a wyrywkowo także w dolinie Bobrzy (LINDNER, BRAUN 1974; SOLTYSIK 2002) i Warkocza (SOLTYSIK 2002).

Szczegółowe badania objęły dolinę Belnianki pomiędzy Bielinami a Słopcem Szlacheckim (STARKEL I IN. 1999; LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). W odcinku tym występują naprzemiennie przełomy i rozszerzenia, których rzeźba i aluwia są różnie wykształcone, co wynika z ich odmiennej ewolucji w późnym glacie i holocenie, uwarunkowanej w bardzo dużym stopniu czynnikami lokalnymi (np. lokalne bazy erozyjne, obejmowanie procesami fluwialnymi całego dna doliny lub tylko wąskiej strefy). W plejstocenie dominował dodatni bilans aluwii, natomiast w holocenie ujemny. Rozpoznano kilka faz wzmożonej aktywności fluwialnej, uwarunkowanych klimatycznie, które występują w podobnych okresach, jak w całym dorzeczu górnej Wisły: 9800–9300, 5500–4800, 4500–4000, 3500–3000, 2200–1800 BP.

Interplenivistuliańskie zasypanie doliny Belnianki (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, OLSZAK 2000) zostało rozcięte między 30 a 26 ka BP, a następnie rzeka wyrównywała swój profil, nawiązując do lokalnych baz erozyjnych i akumulując np. koło Napękowa serię mułkową (13 010±270 BP) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). W późnym glacie (przed młodszym dryasem) doszło do zmiany rozwinięcia koryta z roztokowego na meandrujące (starorzecze koło Dankowa), a pod koniec tego okresu (10 280±210, 10 440±300 BP) nastąpiła kolejna faza erozji wgłębnej, choć jej skala była różna w zależności od odcinka (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000), a także do odcięcia meandra w Słopcem (SZCZEPANEK 1971, 1982).

W eoholocenie (9760±140, 9530±180 BP) doszło do zatorfienia całej równiny zalewowej Belnianki koło Napękowa. Rozwój torfowiska został przerwany wskutek przykrycia go przez mułki pozakorytowe w różnym czasie, w osiowej części doliny szybko (9420±150 BP), a w przyboczowej dopiero koło 7560±130 BP (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Wilgotniejszy klimat mezoholocenu spowodował wzmożoną agradację (Daleszyce od 6800±300 do 5830±400, 5500±400 BP), postępującą w górę doliny (Bieliny 6000±160 BP), powstanie „jeziorzysk”, podparcie rzeki Trupień i zapoczątkowanie zatorfiania dna doliny (fragment torfowiska Białe Ługi).

W subboreale w przełomie powyżej Smykowa zostały erozyjnie wyprątnięte aluwia atlantyckie, w Bielinach doszło do zmian koryta (4380 ± 90 i 4230 ± 100 BP), w Czaplowie w aluwkach były akumulowane pnie drzew (4890 ± 50 BP), a w Pipale-Smykowie koryta powodziowe (5520 ± 160 , 4850 ± 320 i 3950 ± 250 BP) rozcięły powierzchnię dna doliny, natomiast w Napękwie zaczęły narastać torfy, jednak w bardzo niestabilnych warunkach hydrologicznych (pyłek skorodowany w osadzie). Wszystkie te fakty można wiązać ze wzrostem częstości powodzi (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Później (3260 ± 70 i 2460 ± 90 BP) piaszczyste osady pozakorytowe przerwały narastanie torfów w paleokorytach w Bielinach.

W subatlantyku na całym odcinku rzeka miała wyrównany spadek i meandrujące koryto. Następowo nadbudowywanie dna doliny pylastymi i pylasto-piaszczystymi osadami pozakorytowymi. W środkowym subatlantyku intensywne sypanie wałów przykorytowych doprowadziło w kilku odcinkach do zatorfienia basenów powodziowych (Napęków 2100 ± 90 , 2030 ± 120 , 770 ± 50 BP, Czaplów 1660 ± 110 , 660 ± 100 BP, Pipala-Smyków 990 ± 140 , 840 ± 110 BP), a lokalnie prowadziło do przykrycia madami torfów narastających w paleokorytach (Niwki 1300 ± 120 BP) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Charakter depozycji (naprzemienne występowanie wkładek piasków i torfów) w przyboczym paleokorycie (Napęków 13) czy na równinie zalewowej (Pipala-Smyków 18) wskazuje równocześnie na znaczną zmienność warunków sedymentacji na przełomie IX/X w. (990 – 840 BP), co może nawiązywać do fazy rozpoznanej w dorzeczu górnej Wisły (KALICKI 1991, 2006).

Zmiany antropogeniczne, ale również klimatyczne (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000), doprowadziły w czasach historycznych do przykrycia osadów biogenicznych przez piaszczyste osady pozakorytowe (Napęków 270 ± 60 BP, Czaplów 140 ± 120 BP) i deluwia (Napęków 720 ± 200 BP), do likwidacji „jeziorzyska” w Słopcu, do zmian koryta w Daleszycach, i zatorfiania paleokoryt w Niwach, powstawania koryt wezbraniowych na równinie zalewowej w Dankowie, jak i zmian w zlewni górnej Belnianki (BIENIAS 1998).

W dolinie Lubrzanki prowadzono badania w odcinku przełomowym (KOWALSKI 1988a, b, 1990) i pozaprzełomowym koło Cedzyny (KOWALSKI 1990; KOWALSKI, SWALDEK 1991). W wąskim przełomie meandrowe koryto Lubrzanki było miejscami blokowane przez stożki torencjalne, co prowadziło do tworzenia zaporowych jezior wypełnianych seriami limnicznymi. Jeden z takich zbiorników powstał w atlantyku, pomiędzy 5400 a 1360 BP był wypełniany przez osady organiczne, a później przez kolejną serię limniczną (SA-2), a sedymentację kończą gliniasto-gruzowe deluwia (KOWALSKI 1990).

W dolinie koło Cedzyny rozpoznano dwa ognia mułków (facja zastoiskowo-stokowa): południowopolskie i eoholocenne, które tworzą w wielu miejscach cokolwiek erozyjny dla aluwów holocennych (KOWALSKI 2002a, b). Aluwia te były akumulowane przez lateralnie migrującą rzekę meandrową i są dwudzielne. W dolnym ogniwie, korytowych piaskach i żwirach o sekwencji normalnej (drobnienie ku górze) występują wkładki organiczne (4100 ± 60 , 3100 ± 50 BP) i pnie czarnych dębów (4600 ± 60 , 2810 ± 50 , 1800 ± 50 , 1650 ± 50 , 1510 ± 50 BP), natomiast fację pozakorytową tworzą mułki i mułki piaszczyste z środkowego i górnego subatlantyku (760 ± 50 , 530 ± 50 , 440 ± 50 BP) (KOWALSKI 1990, 2002; KOWALSKI, SWALDEK 1991). Zbocza doliny oraz tzw. „terasę środkowopolską” buduje miąższy

kompleks osadów stokowych (deluwialno-soliflukcyjny), akumulowany od vistulianu do subatlantyku (wiek osadów maleje od zbczy do osi doliny) i podcinany najpierw przez koryto roztokowe, a później meandrowe, co doprowadziło do wykształcenia krawędzi morfologicznych. W stropie tego kompleksu zalegają piaski eoliczne (KOWALSKI 2002a, b).

W dolinie Bobrzy szczegółowo badano odcinek przedprzełomowy koło Słowika i Zalesia oraz przełom przez Pasma Zgórskie i Posłowickie (SOLTYSIK 2002). Podmokłości, jak i anastomozujące rozwinięcie koryta (ślady takiego systemu w postaci starorzeczy) na dość szerokiej równinie zalewowej przed przełomem są uwarunkowane tektonicznie. Osady organiczne (do 90% popielności) zaczęły tu narastać w dniu od początku subatlantyku (2700 ± 75 BP). W odcinku przełomowym dominuje erozja i gruboziarniste aluwia, a zbocza okryte mięszymi pokrywami lessowymi są rozcięte przez debrze i wąwozy, u wylotu których zostały usypane stożki napływowe i proluwialne; stożki te lokalnie są podcinane przez rzekę i stanowią źródło alimentacji pylastej frakcji dla osadów pozakorytowych.

Podobnie położona jest i tektonicznie uwarunkowana strefa podmokłości w dolinie Warkocza koło Górna (dopływ Lubrzanki), jednak wiek serii biogeniczno-mineralnej nie został tutaj rozpoznany (SOLTYSIK 2002).

1.6. Cel pracy i metody badań

Celem pracy było rozpoznanie głównych etapów rozwoju doliny Czarnej Nidy w późnym vistulianie i holocenie oraz ustalenie wpływu czynników naturalnych i antropogenicznych na zmiany rozwinięcia koryta i wykształcenie aluwioów.

Jak pokazano we wcześniejszym rozdziale, liczni autorzy podkreślają wpływ czynników lokalnych na ewolucję małych dolin regionu świętokrzyskiego.

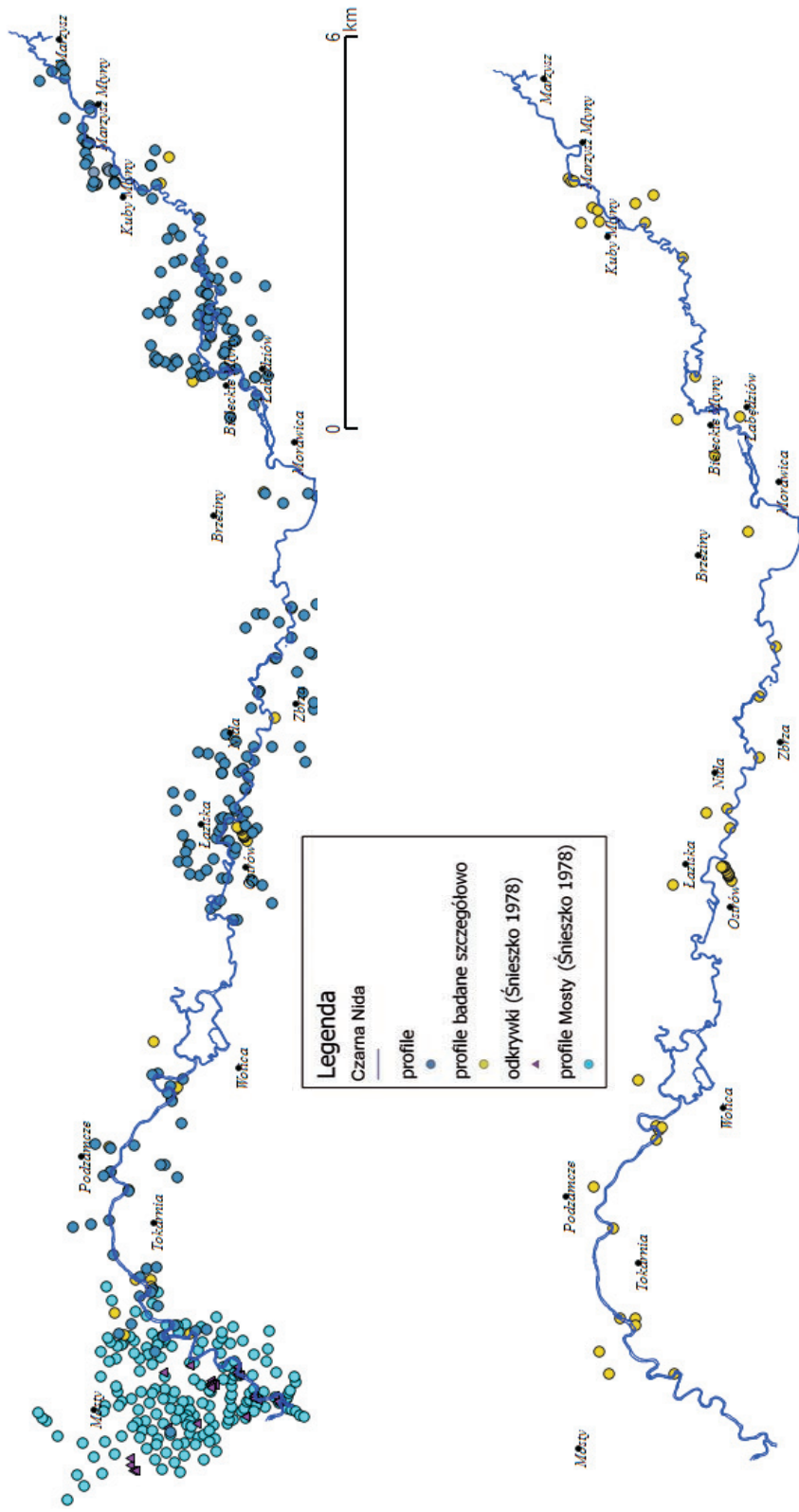
W dorzeczu Czarnej Nidy takim istotnym lokalnym czynnikiem mogło być szeroko-przestrzenne odlesienie, związane z prehistorycznym hutnictwem żelaza w okresie rzymskim, które musiało doprowadzić do zmian obiegu wody, a w konsekwencji zmian typu sedymentacji i morfologii równiny zalewowej. Podobne skutki musiała mieć budowa młynów wodnych i regulacje koryt małych cieków w okresie historycznym. Zagadnienia te, pomimo bardzo licznych świadectw archeologicznych, były dotychczas uwzględniane w małym stopniu w badaniach geomorfologicznych i paleogeograficznych dolin rzecznych tego regionu. Ustalenie roli prehistorycznej antropopresji dla procesów fluwialnych i sedymentacyjnych w dolinie Czarnej Nidy jest jednym z celów cząstkowych pracy.

Wstępne wyniki badań z doliny Czarnej Nidy wskazują na szerokie rozprzestrzenienie systemów wielokorytowych na równinie zalewowej. Jednym z celów cząstkowych pracy było ustalenie ich wieku oraz wpisanie takiego układu koryta w koncepcję FALKOWSKIEGO (1971, 1975, 1984, 1990), dotyczącą przemian rozwinięcia rzek w późnym glacie i holocenie: rzeka roztokowa – wielkie meandry – małe meandry – rzeka roztokowa.

Podjęcie powyższych zadań wymagało szczegółowego geomorfologicznego kartowania doliny (KLIMASZEWSKI 1979). Kartowanie polegało na wyznaczeniu zasięgu równiny zalewowej, zachowanych teras z uwzględnieniem ich budowy wewnętrznej, stanu

zachowania, względnej wysokości (ponad współczesny poziom koryta rzeki), miąższości pokrywy aluwialnej. Wykonywane było na podkładzie mapy topograficznej w skali 1:10 000 oraz wybrane odcinki w skali 1:5 000. Dla szczegółowego udokumentowania małych form rzeźby wykonano ciągi niwelacyjne. Mapa została opracowana z wykorzystaniem oprogramowania geoinformacyjnego (GIS) – Quantum GIS (QGIS). Prace terenowe obejmowały również udokumentowanie budowy geologicznej terenu badań do głębokości 3–4 m. Opisano ponad 200 profili (naturalnych odsłoneń i wierceń), z czego do badań szczegółowych wytypowano 50 (ryc. 16). Prace terenowe były realizowane również w ramach terenowych praktyk geomorfologicznych studentów II roku geografii, którym w tym miejscu chciałabym podziękować za pomoc.

- Ze szczegółowo badanych profili pobrano próby osadów do analiz laboratoryjnych:
- uziarnienia dla 300 próbek. Piaski i żwiry poddano analizie sitowej na zestawie sit firmy Fritsch, w odstępach wielkości frakcji 0,3–0,5 jednostki phi (MYCIELSKA-DOWGIALLO 1995). Dla osadów drobniejszych (pylastych i ilastych) zastosowano metodę dyfrakcji laserowej, wykonanej laserowym miernikiem cząstek Analysette 22 firmy Fritsch. Uzyskane wyniki posłużyły do obliczenia graficznych wskaźników uziarnienia (FOLK, WARD 1957): średniej średnicy ziarna, wysortowania, skośności, spłaszczenia i kurtozy. Do tego celu wykorzystano program „GRANULOM” autorstwa dr. hab. inż. A. Walanusa;
 - oznaczenia popielności w próbkach biogenicznych poprzez spalenie osadu w piecu muflowym w temperaturze 400°C przez trzy godziny;
 - datowań radiowęglowych ^{14}C osadów organicznych (tab. 5), wykonanych w Le Laboratoire de Mesure du Carbone 14 we Francji oraz Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale;
 - datowania metodą termoluminescencyjną (TL) (tab. 6), wykonanego w Laboratorium Datowań Termoluminescencyjnych w Instytucie Geografii w Kielcach;
 - analizy palinologicznej profilu Kuby Młyny 2 (KM2), opracowanej przez mgr. Libora Petra z Uniwersytetu Karola w Pradze.



Ryc. 16. Mapa dokumentacyjna terenu badań

Fig. 16. Documentary map of the study area

Tabela 5. Zestawienie datowań ¹⁴C

Table 5. Radiocarbon datings

Lp.	Stanowisko	Wysokość	Głębokość	Typ materiału	Nr labor. (literatura)	Data BP	Data cal.	Uwagi
1	Kuby Młyny 2 KM2_3	235 m n.p.m.	139 cm	mulki torfiste	SacA 26166	9670±45	9260-9110 BC	wypielnienie paleomeandry
2	Mała Wieś 1 MW1_1	214 m n.p.m.	180 cm	mulki organiczne	MKL-1067	8120±90	7450-6750 BC	spąg
3	Mała Wieś 1 MW1_2	214 m n.p.m.	142 cm	mulki organiczne	MKL-1068	7680±100	6610-6230 BC	strop
4	Kuby Młyny 2 KM2_4	235 m n.p.m.	128 cm	torf	SacA 26167	7565±35	6590-6440 BC	wypielnienie paleomeandry
5	Kuby Młyny 3 KM3	234,5 m n.p.m.	160 cm	mulki organiczne	MKL-1069	6490±80	5570-5310 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
6	Łaziska 2_2	220 m n.p.m.	85-100 cm,	torf	MKL-1370	4490±90	3400-2900 BC	spąg torfu
7	Łaziska 2_3	220 m n.p.m.	100-115 cm	mulki organiczne	MKL-1368	4150±90	2910-2480 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
8	Łabędziów 1	220 m n.p.m.	90-100 cm	mulki organiczne	MKL-1367	3800±80	2470-2200 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
9	Mosty 1	220 m n.p.m.	68-73 cm	torf	MKL-1366	3650±80	2300-1750 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
10	Kuby Młyny 4 KM4_4	234,2 m n.p.m.	250 cm	mulki organiczne	MKL-1066	2530±80	810-410 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
11	Kuby Młyny 2 KM2_1	235 m n.p.m.	190 cm	mulki organiczne	SacA 26165	2495±30	970-510 BC	spąg wypielnienia paleomeandry
12	Borki	210 m n.p.m.	250 cm	pień olchy	Śnieszko 1978	2200±200	800BC-250 AD	pień w osadach korytowych
13	Bilcza	-	-	węgiel drzewny	Przychodni 2006	2120±70	800BC-400AD	węgiel drzewny z pieca
14	Bilcza	-	-	węgiel drzewny	Przychodni 2006	1960±70	120BC-230AD	węgiel drzewny z pieca
15	Borki	210 m n.p.m.	150 cm	gleba kopalna	Śnieszko 1978	1930±190	400BC-550AD	węgiel drzewny z pieca
16	Bilcza	-	-	węgiel drzewny	Przychodni 2006	1915±70	60BC-260AD	węgiel drzewny z pieca
17	Ostrów 7	219,5 m n.p.m.	120-140 cm	mulki organiczne	MKL-1369	1740±40	210-410AD	spąg paleokoryta
18	Bilcza	-	-	węgiel drzewny	Przychodni 2006	1590±70	320-620AD	węgiel drzewny z pieca
19	Kuby Młyny 4 KM4_1	234,2 m n.p.m.	125 cm	torf	MKL-1065	1530±70	390-650AD	strop torfów
20	Bilcza	-	-	węgiel drzewny	Przychodni 2006	1510±70	410-660AD	węgiel drzewny z pieca
21	Ostrów 10	219 m n.p.m.	170 cm	gleba kopalna	MKL-1364	1415±70	530-780AD	spąg paleokoryta
23	Zbrza 1	222 m n.p.m.	60 cm	gleba kopalna	MKL-1064	1230±70	660-900 AD	gleba kopalna
24	Wolica	215 m n.p.m.	200 cm	pień	Lindner 1977	1190±120	600-1150 AD	czarny dąb
25	Ostrów 3	219 m n.p.m.	60-70 cm	mulki organiczne	MKL-1365	600±50	1280-1420 AD	spąg paleokoryta

Tabela 6. Zestawienie datowań TL

Table 6. Thermoluminescence datings

Lp.	Stanowisko	Wysokość	Głębokość	Typ materiału	Nr Labor.	Data ka	Uwagi
1	Bieleckie Młyny 2 BM2_1	230,5 m n.p.m.	70–80 cm	piasek	KI 1501	16,39±2,46	terasa II
2	Bieleckie Młyny 2 BM2_2	230,5 m n.p.m.	120 cm	piasek	KI 1502	24,92±3,74	terasa II
3	Brzeziny 1	229,5 m n.p.m..	115 cm	piasek	KI 1503	16,75±2,51	terasa II
4	Nida 1	224,5 m n.p.m..	100 cm	piasek	KI 1504	15,89±2,38	terasa II
5	Zbrza 1	223 m n.p.m.	165 cm	piasek	KI 1505	14,56±2,18	–
6	Podmarzysz 1_1	237 m n.p.m.	140 cm	piasek	KI 1506	14,81±2,22	terasa II
7	Podmarzysz 1_2	237 m n.p.m.	350 cm	piasek	KI 1507	24,03±3,60	terasa II
8	Nida 2_2	223 m n.p.m.	220 cm	piasek	KI 1508	11,69±1,75	odsyp wielkiego paleomeandra
9	Nida 2_3	223m n.p.m.	320 cm	piasek	KI 1509	17,04±2,56	spąg odsypu wielkiego paleomeandra
10	Mosty 2	215 m n.p.m.	68–73 cm	piasek	KI 1510	19,18±2,88	terasa II

Prace kameralne realizowane były zarówno w trakcie prowadzenia prac terenowych, jak i po ich zakończeniu i obejmowały analizę źródeł archiwalnych: AZP (Archeologicznego Zdjęcia Polski), stereoskopowych zdjęć lotniczych z lat 1950, 1969, ortofotomapy dostępnej na portalach geoportal.gov.pl i maps.google.pl oraz prac magisterskich i licencjackich wykonywanych w różnych odcinkach doliny (ZAWADZKA 2009; NOWAK 2012; POPIS 2012). Historyczne zmiany układu koryta Czarnej Nidy opracowano w oparciu o mapy historyczne m.in.: REYMAN 1797; BENEDICTI 1801–1804, Topograficzną Królestwa Polskiego, zgromadzone w Bibliotece Książąt Czartoryskich w Krakowie.

2. Rzeźba podczwartorzędowa

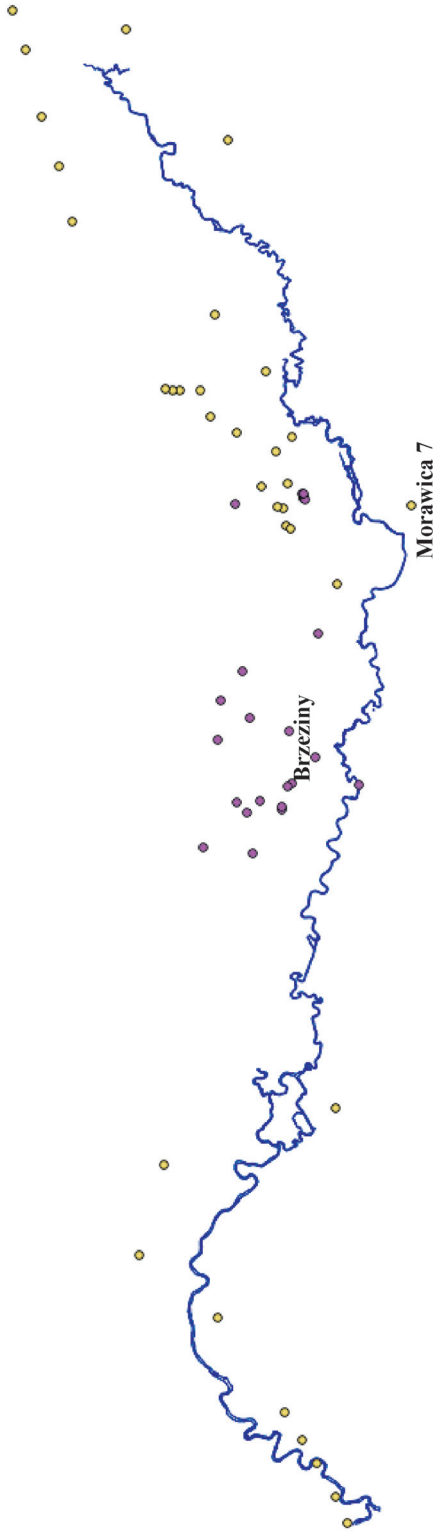
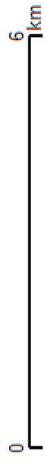
W budowie litologicznej podłoża doliny Czarnej Nidy przeważają skały paleozoiku, reprezentowane głównie przez wapienie, dolomity, piaskowce i iłowce oraz skały mezozoiku, jurajskie i trasowe wapienie oraz piaskowce.

Na badanym obszarze występuje kilka niewielkich powierzchniowo wychodni skał podłoża paleozoicznego i mezozoicznego. Występują one głównie w obrębie zboczy dolin. Podstawowym źródłem informacji na temat utworów leżących pod osadami czwartorzędu są archiwalne otwory wiertnicze i mapy geologiczne arkuszy Chęciny i Morawica. Rozmieszczenie tych wierceń jest jednak bardzo nierównomierna (ryc. 17); większość zlokalizowana jest w obszarach złóż kamieni budowlanych i kruszywa. Szczególnie wyraźny jest brak wierceń archiwalnych w obrębie niskiego poziomu i dna doliny, a zwłaszcza w miejscach istotnych dla przebiegu i ewolucji doliny Czarnej Nidy. Odtworzenie rzeźby podczwartorzędowej jest możliwe przy dostatecznej gęstości siatki wierceń, w związku z tym zrezygnowano z wykonywania tych map.

W górnym odcinku doliny spąg osadów czwartorzędowych zalega na głębokości kilkunastu metrów (17–20 m w osiowej części) (FILONOWICZ 1968). Wiercenie PIG wykonane w Morawicy (ryc. 18) (środkowym odcinku doliny) pokazuje 35-metrową serię osadów czwartorzędowych piasków różnoziarnistych ze żwirami, przeławiconych seriami mułków piaszczystych.

Wiercenia wykonane na potrzeby udokumentowania złoża „Brzeziny” i „Brzeziny II” potwierdzają występowanie miększej serii piasków i żwirów (12,2–28,7 m), podścielonych mułkami, piaskami pylastymi lub piaskami pylastymi z mułkami (KNAPCZYK 1993).

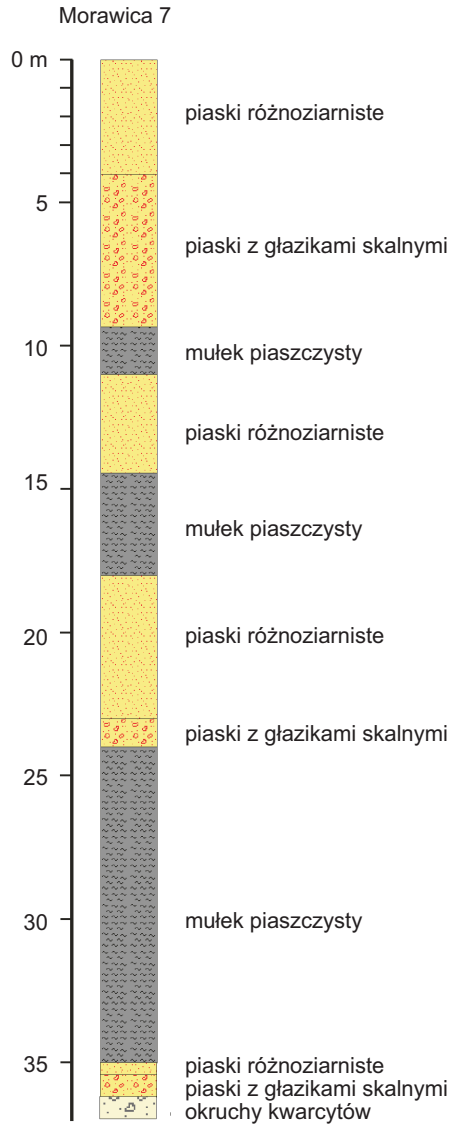
Opierając się na przekroju LINDNERA (1971), podobna miąższość osadów czwartorzędowych występuje również w dolnym odcinku (ryc. 19). Najgłębsze rozcięcie doliny wypełniają fluwiogłacjalne piaski ze żwirami, przykryte kolejną serią piaszczysto-żwirową, rzeczną i peryglacjalną z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Wkładki pylaste w obrębie tych serii autorzy interpretują jako mułki zastoiskowe lub glinę zwalową. Górną część wypełnienia doliny stanowi seria piaszczysto-żwirowych aluwów ze zlodowacenia północnopolskiego, w obręb której włożone są aluwia późnoglacjalne i holocenijskie o miąższości do 4–5 m.



© QGIS 2012

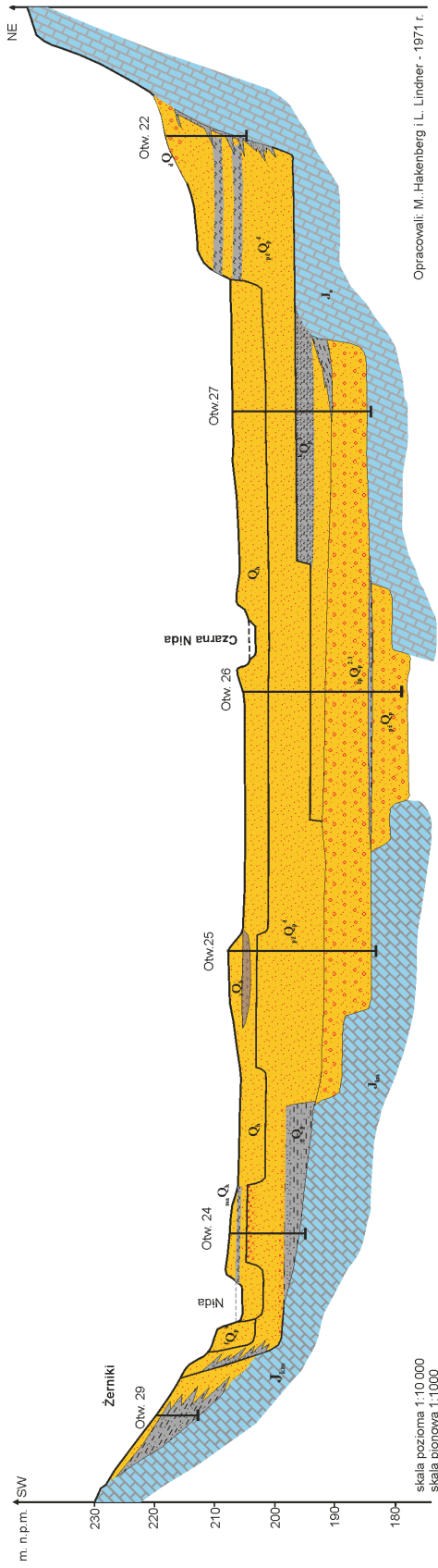
Ryc. 17. Rozmieszczenie wierceń badawczych CAG, FIG i wykonanych na potrzeby opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000 ark. Morawica i Chęciny

Fig. 17. Distribution of boreholes in the study area (CAG, FIG)



Ryc. 18. Profil wiercenia Morawica 7 (Karta otworu 1959)

Fig. 18. Profile of the Morawica 7 core (Documentary card 1959)



Opracował: M. Hakenberg i L. Lindner - 1971 r.

Ryc. 19. Przekrój geologiczny przez holocenicze osady doliny Nidy na wysokości Żerniki (HAKENBERG, LINDNER, 1971)

Objasnienia: J_{km} – jura górną (kimerydy), wapień; J_0 – jura górną (oksford), wapień; $Q_{p,2-3}$ – plejstocen (złodowacenie południowopolskie), piaski ze żwirami wodolodowcowe; $Q_{p,2-3}^{2-3}$ – plejstocen (złodowacenie środkowopolskie), piaski ze żwirami rzeczne i peryglacje; Q_4 – plejstocen (złodowacenie północnopolskie), piaski rzeczne ze żwirami; $Q_{p,1}$ – plejstocen (złodowacenie środkowopolskie) mulki zastoiskowe; Q_g – plejstocen, gлина zwałowa; Q_h – holocen, piaski i żwiry rzeczne; Q_m – holocen, mady rzeczne; $Q_{h,1}$ – holocen, torfy; Q_d – osady deluwialne

Fig. 19. Geological cross-section through the Holocene sediments in the Nida river valley at Żerniki (HAKENBERG, LINDNER, 1971)

Objasnienia: J_{km} – Jurassic (Kimmeridgian) limestones; J_0 – Jurassic (Oxfordian) limestones; $Q_{p,2-3}$ – Pleistocene (Cracovian Glaciation) sands with gravels of fluvio-glacial accumulation; $Q_{p,2-3}^{2-3}$ – Pleistocene (Middle Polish Glaciations) sands and gravels; Q_4 – Pleistocene (North Polish Glaciations) sands and gravels; $Q_{p,1}$ – Pleistocene (Middle Polish Glaciations) silts; Q_g – Pleistocene, boulder clay; Q_h – Holocene, sands and gravel; Q_m – Holocene, muds; $Q_{h,1}$ – Holocene, peats; Q_d – diluvium

3. Rozwój osadnictwa i zagospodarowanie terenu

3.1. Rozwój osadnictwa

Etapy zasiedlania doliny Czarnej Nidy są słabo poznane i nawiązują do faz wyróżnianych dla wyżyn polskich (TUNIA red. 1997). Stanowiska udokumentowane w trakcie realizacji Archeologicznego Zdjęcia Polski reprezentują przekrój chronologiczny od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny, a większość ma charakter wielokulturowy (ryc. 22).

Pierwsze ślady osadnictwa w dolinie Czarnej Nidy pochodzą ze schyłkowego paleolitu. Artefaktami z tego okresu są wióry i odłupki krzemienne. Ludy tego okresu prowadziły koczowniczy tryb życia, opierający się na zbieractwie i łowiectwie, nie wpływając w istotny sposób na środowisko naturalne.

Przełomem w holocenijskiej ewolucji środowiska była tzw. neolityzacja, czyli rozprzestrzenianie się kultur rolniczo-hodowlanych. Konsekwencją były narastające zmiany środowiska geograficznego, odlesienie i rozwój erozji gleb. Śladami tych kultur są topory kamienne i żarna znalezione w Woli Morawickiej i Nidzie. Ludność neolityczna dotarła na obszar wyżyn lessowych około 6500 BP, tworząc jednolitą kulturę ceramiki wstęgowej rytej (KCWR) (zachodnia kultura ceramiki linearnej). Niewielkie pola uprawne otoczone były lasami, które wykorzystywano do wypasu. Pod koniec neolitu (od 4700/4600 BC) kultura ta uległa przeobrażeniu w kompleks lendzielsko-polgarski i kulturę malicką. W tym okresie odlesiono i zajęto pod uprawę także wyżej leżące tereny, a wypas bydła powodował, że całkowity powrót lasów na odłogowane pola był niemożliwy (KALICKI 2006). Od przełomu IV i III tysiąclecia BC obserwujemy wzrost znaczenia gospodarki pasterskiej i większą ruchliwość grup ludzkich. W starszym eneolicie (4100/3900-3200/3000 BC) nastąpiły przekształcenia naddunajskiego modelu gospodarki rolniczo-hodowlanej. Pozwoliło to na zagospodarowanie gleb piaszczystych dominujących w zlewni Czarnej Nidy. W eneolicie (kultura pucharów lejkowatych KPL) wzrosła gęstość zaludnienia i intensywność eksploatacji środowiska poprzez m.in. wprowadzenie sprzężajnego rolnictwa (radło ciągnięte przez zwierzęta). W młodszym eneolicie (II połowa IV tysiąclecia BC) wzrosła rola pasterstwa (kultura amfor kulistych, a później kultura ceramiki sznurowej).

We wczesnym brązie nastąpił rozwój nowych koczowniczych kultur episznurowych na obszarze środkowej Europy, w dorzeczu górnej i środkowej Wisły kultury mierzanowickiej. Jedyne kultura trzciniecka (1800–1300 BC), obejmująca lessowe obszary dorzecza Wisły, zachowała rolniczy charakter gospodarki, uzależniony ściśle od warunków glebowych. W środkowym i młodszym brązie doszło do unifikacji kulturowej opartej na kulturze pól popielnicowych, którą w Polsce reprezentuje kultura łużycka. W okresie tym wzrosła rola i intensywność rolnictwa (zajęcie mniej urodzajnych gleb piaszczystych), dominował osiadły tryb życia. W dolinie Czarnej Nidy wyraźnie wzrosła gęstość zasiedlenia, śladami ludności kultury trzcinieckiej (1800–1300 p.n.e.) i łużyckiej (1300–1100 p.n.e.) są cmentarzyska w Nidzie i Łabędziowie.

Na przełomie okresu halsztackiego i lateńskiego w dolinie Czarnej Nidy pojawiła się ludność kultury pomorskiej, która tworzyła bardziej rozproszone struktury osadnicze niż poprzednio. Mobilne, niewielkie grupy ludności zajmowały się rolnictwem na suchszych, wyżej położonych glebach (ryc. 20).



Ryc. 20. Stanowisko archeologiczne w Ostrowie (jamy zasobowe) na zwymdionej piaszczystej terasie

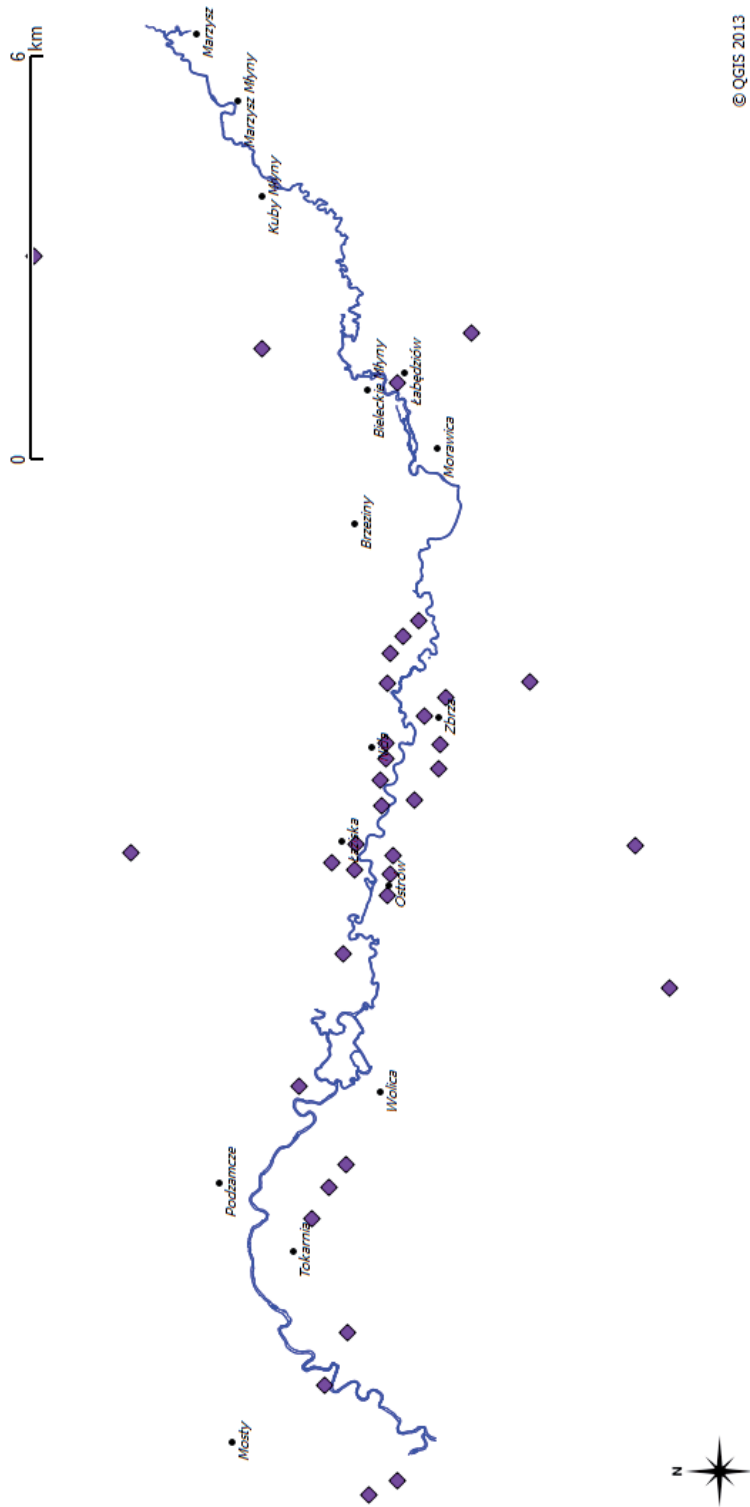
Fig. 20. Archaeological site in Ostrow (cavity) localized on the sandy dune terrace

W okresie przedrzymskim (cztery ostatnie stulecia BC) w środkowej Polsce rozwijała się kultura przeworska, dla której charakterystyczne były skoncentrowane duże ośrodki hutnictwa żelaza (np. w Górach Świętokrzyskich). Prowadziło to do rozwoju technologicznego w rolnictwie (radlice i kroje płużne z żelaza, pierwsze żniwiarki). Od II wieku BC nastąpiły zmiany w strukturze gospodarki rolnej. Spadła rola gospodarki przerzutowo-wypaleniskowej na rzecz dominującej przemienno-odłogowej. Zmieniły się sposoby uprawy ziemi, gdyż narzędzia motykowe zostały zastąpione przez radła rylcowe i płożowe (spulchnianie ziemi przez rycie bruzd). Orka była prowadzona poprzecznie lub wielokierunkowo. Rozpowszechnienie radlic umożliwiło zmiany osadnicze, np. kultura przeworska zajęła pod uprawę ciężkie gleby. Hodowla (bydło, trzoda) miała mniejsze znaczenie niż rolnictwo, a marginalnie zajmowano się łowiectwem

i rybołówstwem (KALICKI 2006). Stanowiska archeologiczne z tego okresu są dość licznie zlokalizowane na równinie zalewowej Czarnej Nidy i są ściśle związane z działalnością metalurgiczną (ryc. 21). Większość nowo odkrytych faktów, związanych z metalurgią żelaza na południe od Kielc, koncentruje się w rejonie środkowego biegu Czarnej Nidy (PRZYCHODNI 2006). Żuźle dymarskie znajdowane tu były na polach uprawnych, w kretowinach, na nieużytkach i pastwiskach. Większość odkrytych stanowisk miała charakter produkcyjny. Zapleczem osadniczym dla tak szerokiej działalności produkcyjnej były 3 osady kultury przeworskiej, jednak wyróżnione jedynie na podstawie znalezisk powierzchniowych (PRZYCHODNI 2006).

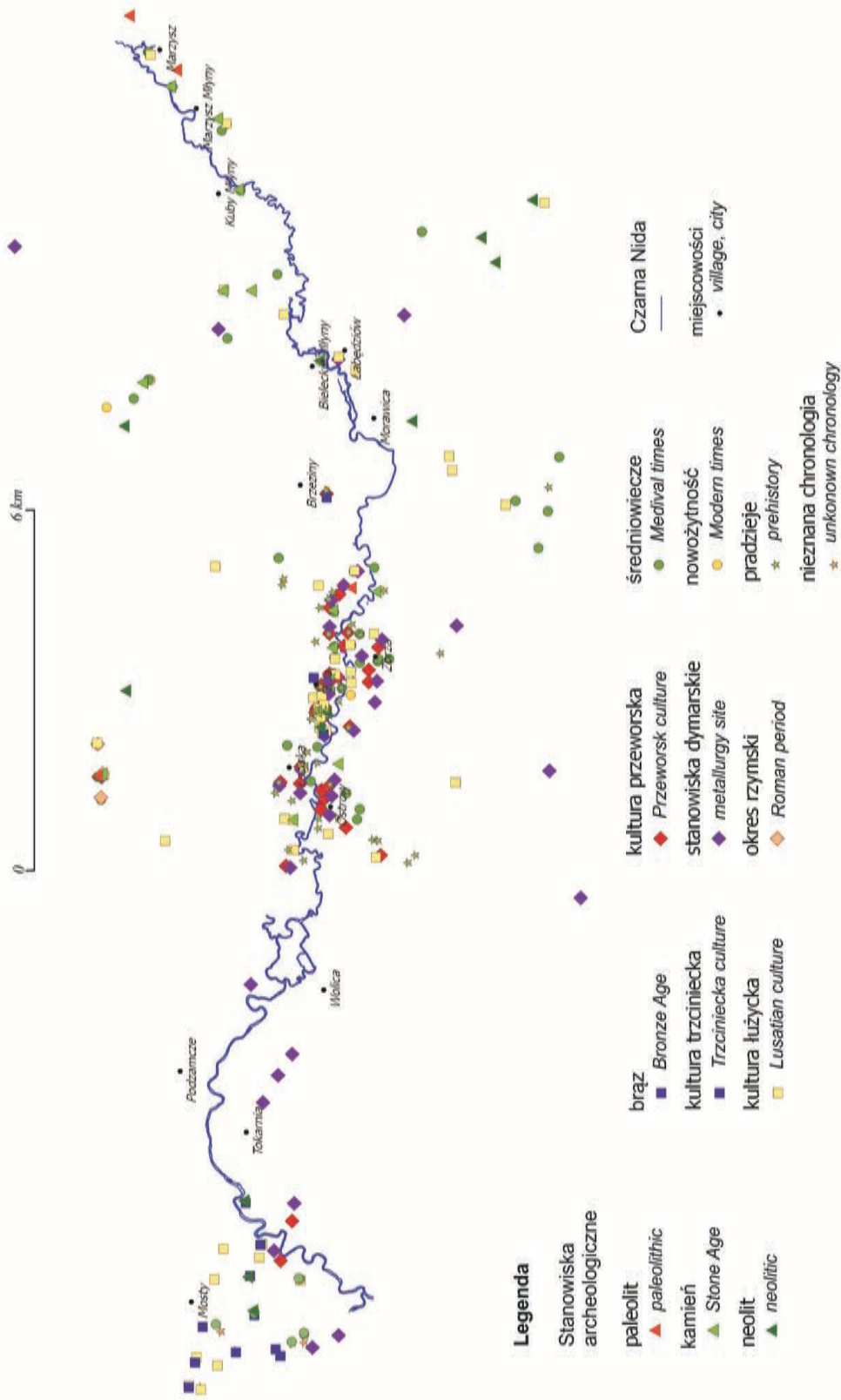
W okresie wędrówek ludów (V–VI wiek) ruchy ludności spowodowały wyludnienie dorzecza górnej Wisły, zajętego dotychczas przez kulturę przeworską, gęsto zasiedlonego w I połowie V wieku, a następnie pozbawionego osad w II połowie V wieku.

Od V wieku rozpoczyna się kilkufazowa migracja Słowian, która objęła znaczną część środkowej Europy, wcześniej opuszczoną przez ludność kultury przeworskiej. Swoje niewielkie siedziby lokowali w pobliżu regionów o zróżnicowanym środowisku, często w pobliżu cieków na terasach lub wzniesieniach wśród bagien. Gospodarka opierała się na rolnictwie z dużym udziałem hodowli bydła. Spore znaczenie miało również łowiectwo, rybołówstwo i zbieractwo. Od VII wieku zaczęła ponownie rosnąć gęstość zaludnienia, pojawiły się pierwsze grodziska. W tym wczesnośredniowiecznym okresie w dolinie Czarnej Nidy dominowało budownictwo obronne, świadczą o tym dwa duże grodziska w Morawicy i Chałupkach Zbrzańskich. Jednak brak było w tym okresie istotnych zmian w stosunkach gospodarczych. Dopiero następne stulecia przyniosły zmiany społeczno-gospodarcze, które doprowadziły do powstania pierwszych struktur państwowych na obszarze środkowej Europy.



Ryc. 21. Stanowiska dymarskie w dolinie Czamej Nidy (PRZYCHODNI 2006)

Fig. 21. Bloomery sites in the Czarna Nida valley (PRZYCHODNI 2006)



Ryc. 22. Rozmieszczenie stanowisk archeologicznych w dolinie Czarnej Nidy na podstawie Archeologicznego Zdjęcia Polski (AZP) i (ŚNIESZKO 1978)

Fig. 22. Archaeological sites in the Czarna Nida valley according to Archaeological Picture of Poland (AZP) and ŚNIESZKO (1978)

3.2. Zmiany układu koryta Czarnej Nidy i rozmieszczenie młynów

Do prześledzenia zmian układu koryta i rozmieszczenia młynów wodnych posłużyły mapy historyczne znajdujące się w zasobach Oddziału Zbiorów Specjalnych Biblioteki Uniwersyteckiej UJK w Kielcach i w Dziale XVII – Archiwum i Zbiór Rękopisów Czar-torskich, Muzeum Książąt Czartoryskich w Krakowie. Były to między innymi mapy:



Ryc. 23. REYMAN 1797

Fig. 23. Reyman map, 1797

Na mapie z końca XVIII wieku Czarna Nida w rejonie Tokarni i Starych Checin rozdziela się na trzy ramiona, co wskazuje na anastomozowanie rzeki w tym odcinku. Dokładny przebieg poszczególnych ramion w terenie jest trudny do ustalenia, a szczególne wątpliwości budzi najbardziej północne ramię rzeki.



Ryc. 24. Carte von West Galizien..., 1801–1804, Wien 1808 (Mapa Galicji Zachodniej z I poł. XIX wieku)

Fig. 24. Carte von West Galizien..., 1801–1804, Wien 1808

Na mapie z początku XIX wieku Czarna Nida na większej swojej długości ma rozwinięcie meandrowe. Anastomozujące odcinki zaznaczone są w rejonie Łabędziowa, Morawicy i pomiędzy ujściem Bobrzy i Tokarnią, gdzie rzeka na dłuższym odcinku płynie dwoma ramionami.



Ryc. 25. Topograficzna Karta Królestwa Polskiego, 1843

Fig. 25. Topographic map of the Kingdom of Poland, 1843

Na mapach z połowy XIX wieku w dalszym ciągu anastomozowanie rzeki utrzymywało się w rejonie Kubów Młynów, poniżej ujścia Chodczy, w rejonie Bieleckich Młynów, Morawicy, Chałupek Zbrzańskich i w rejonie Tokarni.



Ryc 26. Reymanns topographischer Special-Karte von Central Europa, 1872

Fig. 26. Reymann's topographischer Special-Karte von Central Europa, 1872

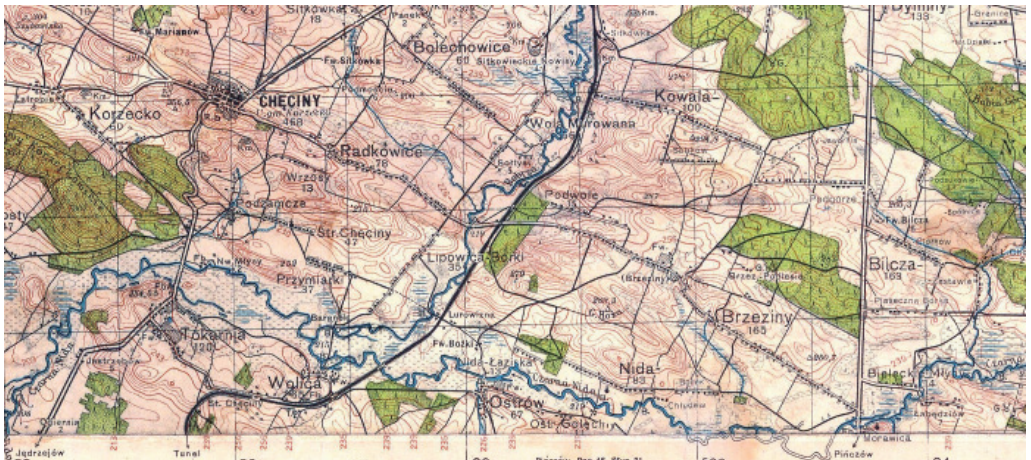
Na mapie z lat siedemdziesiątych XIX wieku obraz uległ większym zmianom. W dalszym ciągu rzeka anastomozuje w rejonie Łabędziowa, poniżej Morawicy, a poniżej ujścia Bobrzy na długim odcinku płynie dwoma ramionami.



Ryc. 27. Mapa Austro-Węgier, 1890

Fig. 27. Map of Austria-Hungary

Na mapie z końca XIX wieku Czarna Nida płynie jednym korytem. We wszystkich odcinkach zanikło koryto anastomozujące, również poniżej ujścia Bobrzy zostało porzucone południowe ramię rzeki i przebieg Czarnej Nidy zbliżony jest do współczesnego.



Ryc. 28. Grossblatt Nr 374 Kielce 1940, w skali 1:100 000

Fig. 28. Grossblatt Nr. 374 Kielce 1940, scale 1:100 000

Na mapie z połowy XX wieku zaznaczone zostało odwodnienie, naśladowujące przebieg martwego południowego ramienia w rejonie Tokarni, a także dwa odcinki z anastomozowaniem koryta koło Morawicy i Chałupek Zbrzańskich.



Ryc. 29. Mapa topograficzna w skali 1:25 000, 1975–1982 r.

Fig. 29. Topographic map 1975–1982 at the scale 1:25 000

Na mapie z drugiej połowy XX wieku Czarna Nida ma koryto meandrowe na całej długości, a w stosunku do pierwszej połowy XX wieku największe zmiany nastąpiły w rejonie połączenia Czarnej Nidy i Bobrzy. Najniższy odcinek Bobrzy stał się głównym korytem Czarnej Nidy.

Analizę zmian układu koryta Czarnej Nidy przeprowadzono za pomocą programu QGIS (Quantum GIS). Mapom historycznym została nadana georeferencja, przyjmując za punkty odniesienia obiekty stałe, takie jak kościoły, drogi itp. Już na tym etapie napotkano na trudności w korelacji, wynikające z różnych zasad opracowań, przyjętych odwzorowań i zasad ilustrowania treści. Dla podniesienia wiarygodności wysuwanych wniosków zakłada się, że dane uzyskane z map nie pochodzą z bezpośredniego pomiaru w terenie, lecz są wynikiem interpretacji kartograficznej ówczesnej rzeczywistości.

Zestawienie wyników (ryc. 32) pokazuje bardzo dużą rozbieżność między obrazem kartograficznym z końca XVIII wieku a pozostałymi mapami. Należy to wiązać z niedokładnościami odwzorowania, a nie z rzeczywistymi zmianami koryta, co potwierdzają dane geomorfologiczne i geologiczne.

Na ryc. 33, 34 zaznaczone zostały młyny. Miejsca ich lokalizacji opierają się na źródłach kartograficznych i historycznych, choć w niektórych przypadkach ich umiejscowienie może budzić wątpliwości. Pierwsze wzmianki na temat młynarstwa w dolinie Czarnej Nidy pochodzą z 1590 roku i dotyczą młyna w Ostrowie. Młyny były w miejscowościach: Marzysz Młyny, Kuby Młyny, Bieleckie Młyny, Morawica, Chelstów-Wojda, Ostrów, Wolica, Starochęciny (Nowe Młyny), Tokarnia. Maksymalna liczba rozpoznanych młynów dochodzi do 10. Funkcjonowały one jednak w różnym czasie i ich maksymalna liczba w jednym okresie wynosi 8. Współcześnie działającymi są młyny w miejscowościach: Marzysz Młyny, Bieleckie Młyny (ryc. 30), Morawica i Wolica (ryc. 31).

Młynom towarzyszyły zmiany w układzie hydrograficznym, pojawiły się młynówki, stawy młyńskie, których ślady zachowane są do dziś w morfologii. Równocześnie widać

wyraźną zbieżność przestrzenną między lokalizacją młynów i odcinkami anastomozowania koryta, co może prowadzić do wniosku, że odcinki wielokorytowe w okresie ostatnich stuleci były związane w znacznym stopniu z działalnością antropogeniczną.



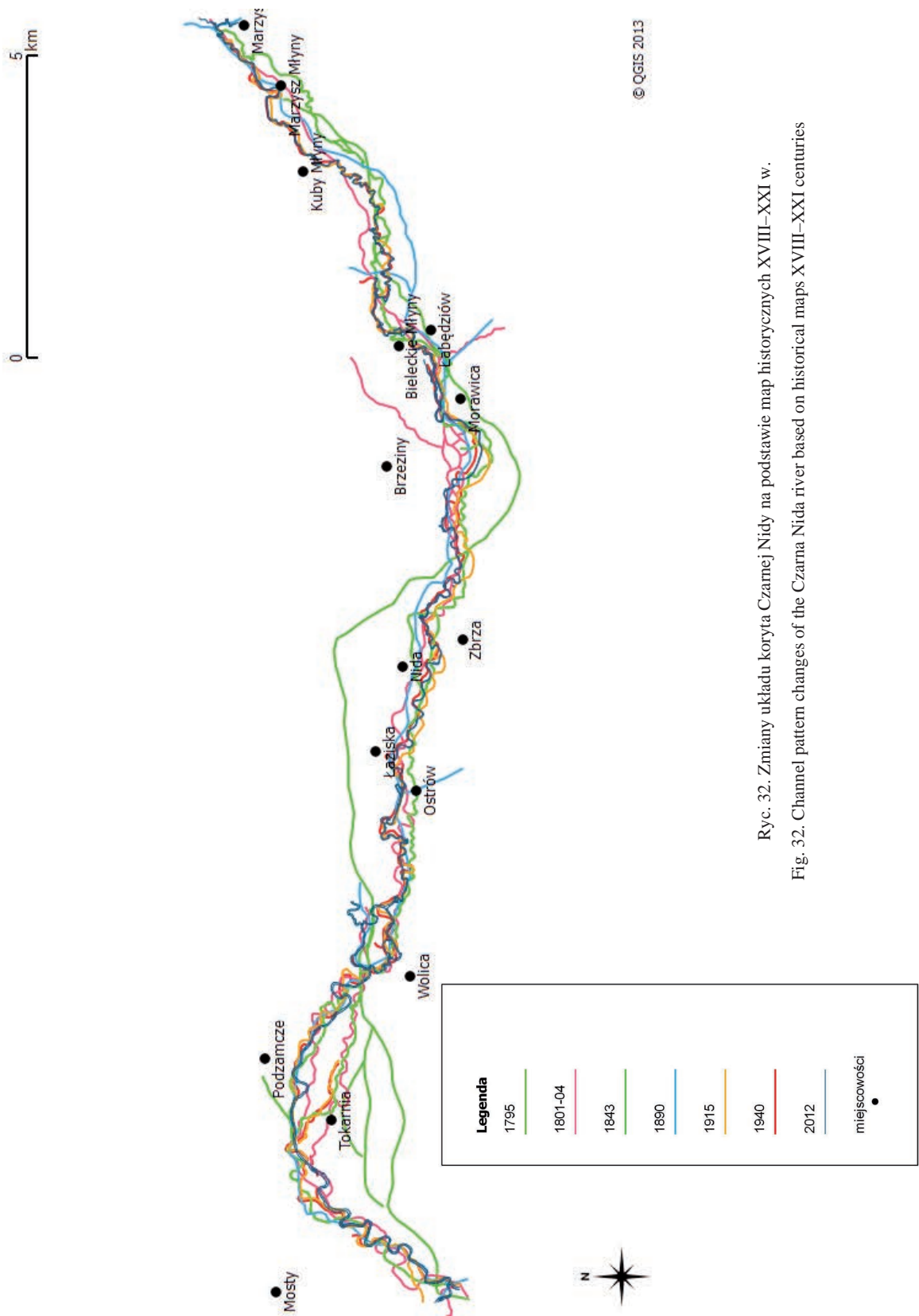
Ryc. 30. Młyn w Bieleckich Młynach

Fig. 30. Mill in Bieleckie Młyny



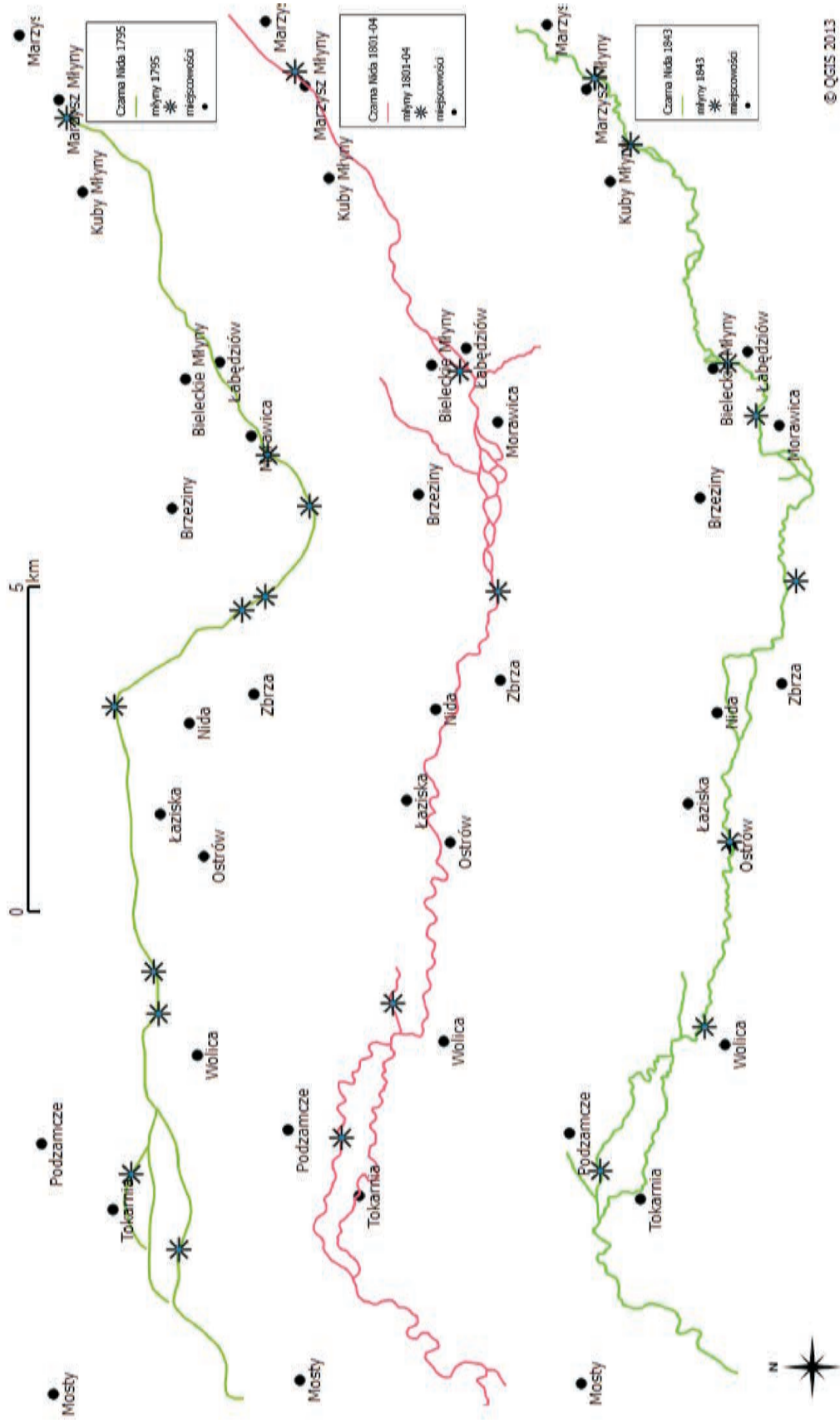
Ryc. 31. Młyn w Wolicy

Fig. 31. Mill in Wolica

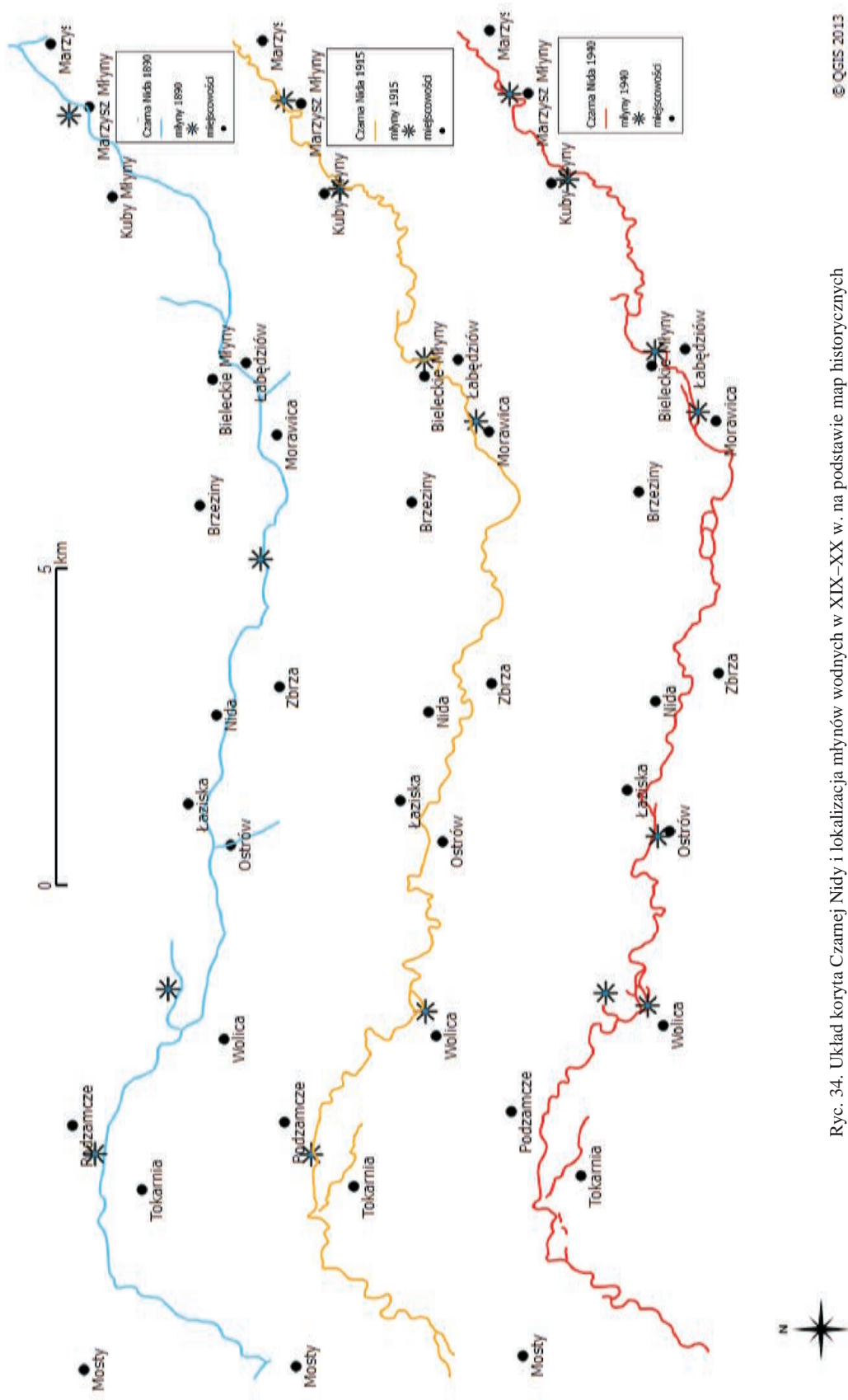


© QGIS 2013

Ryc. 32. Zmiany układu koryta Czamej Nidy na podstawie map historycznych XVIII–XXI w.
 Fig. 32. Channel pattern changes of the Czarna Nida river based on historical maps XVIII–XXI centuries



Ryc. 33. Układ koryta Czarniej Nidy i lokalizacja młynów wodnych w XVIII–XIX w. na podstawie map historycznych
 Fig. 33. Channel pattern of the Czarna Nida river and mills location in XVIII–XIX centuries based on historical maps



Ryc. 34. Układ koryta Czarnej Nidy i lokalizacja młynów wodnych w XIX–XX w. na podstawie map historycznych
 Fig. 34. Channel pattern of the Czarna Nida river and mills location in XIX–XX centuries based on historical maps

4. Charakterystyka morfologii i osadów dna doliny

Szerokość doliny Czarnej Nidy waha się od 1 do 2 km, a w odcinkach przełomowych na wysokości miejscowości Marzysz Młyny, Morawica i Tokarnia zwęża się do około 0,5 km. Równoleżnikowy przebieg doliny uwarunkowany jest tutaj strefą tektoniczną – synkliną ostrowską.

Średnia wysokość dna maleje od około 235 m n.p.m. w rejonie połączenia Lubrzanki z Belnianką do 209 m n.p.m. w rejonie ujścia Czarnej Nidy do Nidy. Współcześnie Czarna Nida jest rzeką meandrującą i krętą. Podstawą rozgraniczenia tych dwóch typów biegów jest wskaźnik rozwinięcia rzeki, który jest stosunkiem długości koryta do długości doliny (BRICE 1974). Wartość tego wskaźnika poniżej 1,5 odpowiada rzece krętej, a powyżej rzece meandrującej (ryc. 35). Wartość tego wskaźnika waha się od 1,31 pomiędzy Morawicą a Ostrowem i 1,32 powyżej Kubów Młynów do 1,72 pomiędzy Ostrowem a Tokarnią.

Czarna Nida zaliczana jest do rzek wyżynnych, gdyż średni spadek podłużny jej doliny wynosi powyżej 1‰, a spadek koryta 0,71‰ (DĘBSKI 1970). Spadek ten w odcinkach przedprzełomowych maleje do 0,42‰, 0,98‰, natomiast w przełomach wzrasta maksymalnie do 1,72‰ (ryc. 35). Najwyraźniejsze załamania spadku widoczne są poniżej Kubów Młynów mostu, Morawicy mostu i bezpośrednio poniżej ujścia Bobrzy.

W oparciu o badania terenowe oraz analizę zdjęć lotniczych wyróżniono w obrębie doliny trzy terasy (ryc. 36) (tab. 7).

Najwyższa terasa III, której powierzchnia znajduje się około 8–10 metrów nad poziom Czarnej Nidy, zachowana jest fragmentarycznie koło Kubów Młynów, Chałupek Zbrzańskich, Ostrowa i Tokarni. Ma ona największe wysokości względne na odcinku pomiędzy Kubami Młynami a Bieleckimi Młynami, czyli na granicy pomiędzy synkliną bolechowicką a antykliną komórkowską. Nie może być to jednak związane jednoznacznie z ruchami neotektonicznymi, gdyż mogło być to spowodowane również czynnikami lokalnymi, jak np. zrzucaniem aluwów w odcinku międzyprzełomowym. Szerokość fragmentów tej terasy nie przekracza kilkudziesięciu metrów przy wysokości bezwzględnej 240–220 m n.p.m. Osady piaszczysto-żwirowe tej terasy leżą na cokołach erozyjnych zbudowanych z utworów zastoiskowych. Jej wiek oceniany jest przez LINDNERA (1971) na jeden z recesyjnych etapów zlodowacenia środkowopolskiego.

Tabela 7. Terasy w dolinie Czarnej Nidy

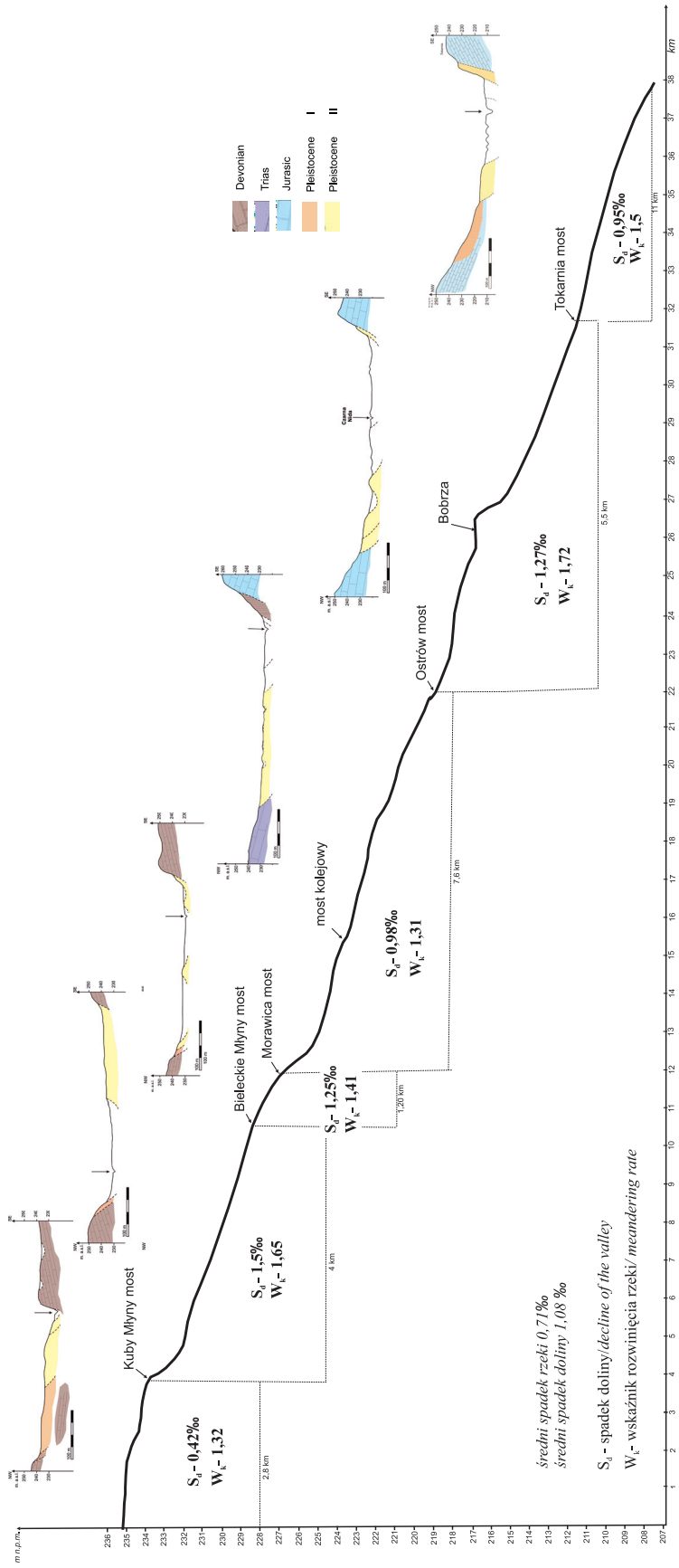
Table 7. Terraces in the Czarna Nida valley

terasy wg Lindera	terasy Czarnej Nidy (wg autorki)
IV (10–15 m) <i>środkowopolska</i>	III (8–10 m) <i>środkowopolska</i>
III (7–8 m) <i>bałtycka</i>	II (4–6 m) <i>vistuliańska</i>
II (3–4 m) <i>młododryasowa</i>	I (3–4 m) <i>młododryasowa</i>
I ₄ (do 2 m) <i>holocen (AT/SB?)</i>	równina zalewowa (0–3 m) <i>holocen</i>
I ₃ (1,8 m) <i>holocen (XVIII w.)</i>	
I ₂ (0,8 m) <i>holocen (XIX w.)</i>	
II (0,5 m) <i>holocen (współczesny)</i>	

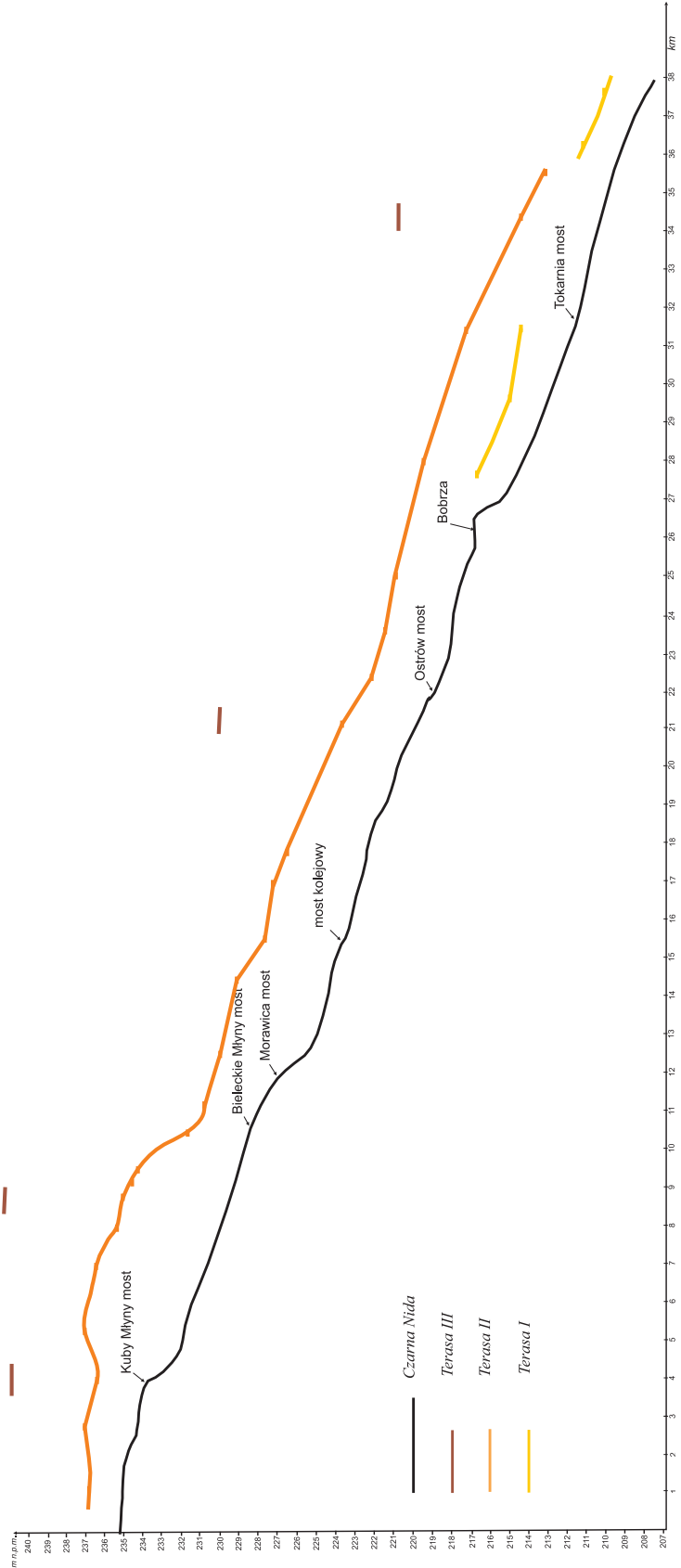
Terasa II, o wysokości względnej 4–6 m, zachowana jest po obu stronach doliny. Swoje maksymalne wysokości względne ma ta terasa pomiędzy Kubami Młynami a Bieleckimi Młynami oraz poniżej ujścia Bobrzy (ryc. 36). W pierwszym przypadku może być to wywołane czynnikami przedstawionymi powyżej, natomiast w drugim zwiększoną siłą erozyjną po połączeniu obu rzek. Tworzy ona w formie rozległe płyty, które w późniejszym czasie były nadbudowywane stożkami napływowymi, a ich powierzchnie zostały lokalnie zwydmione. Datowanie osadów tej terasy wskazuje na okres vistuliański.

Terasa I, o wysokości względnej 3–4 m, zachowana jest fragmentarycznie jedynie koło Wolicy, poniżej ujścia Bobrzy i w ujściowym odcinku Czarnej Nidy. Na powierzchni tej terasy zachowane są ślady koryt roztokowych.

Współczesne dno doliny tworzy kilkustopniową równinę zalewową o wysokości względnej dochodzącej do 3 m. Na powierzchni zachowały się liczne starorzecza, związane z działalnością rzeki o różnym rozwinięciu koryta.



Ryc. 35. Profil podłużny Czarniej Nidy
Fig. 35. Longitudinal profile of the Czarna Nida river



Ryc. 36. Profile podłużne poziomych doliny Czarnej Nidy

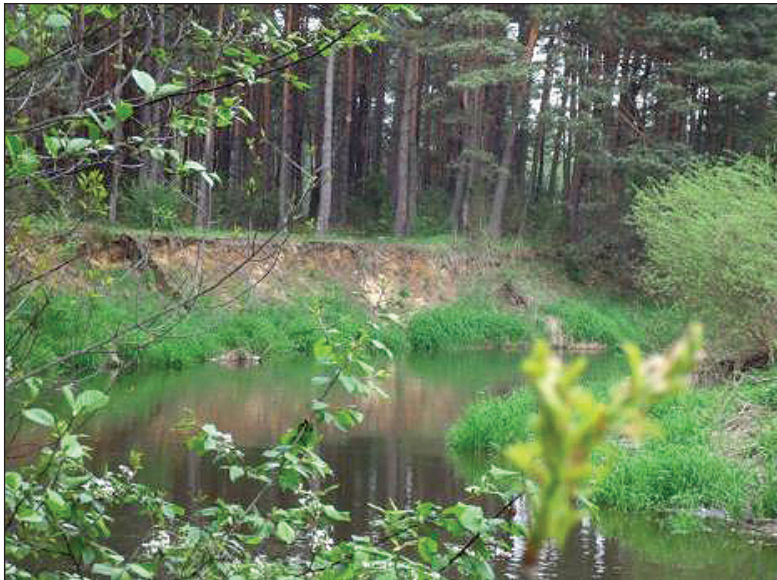
Fig. 36. Longitudinal profiles of the Czarna Nida river terraces

4.1. Dolina na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich

4.1.1. ODCINEK MARZYSZ – KUBY MŁYNY

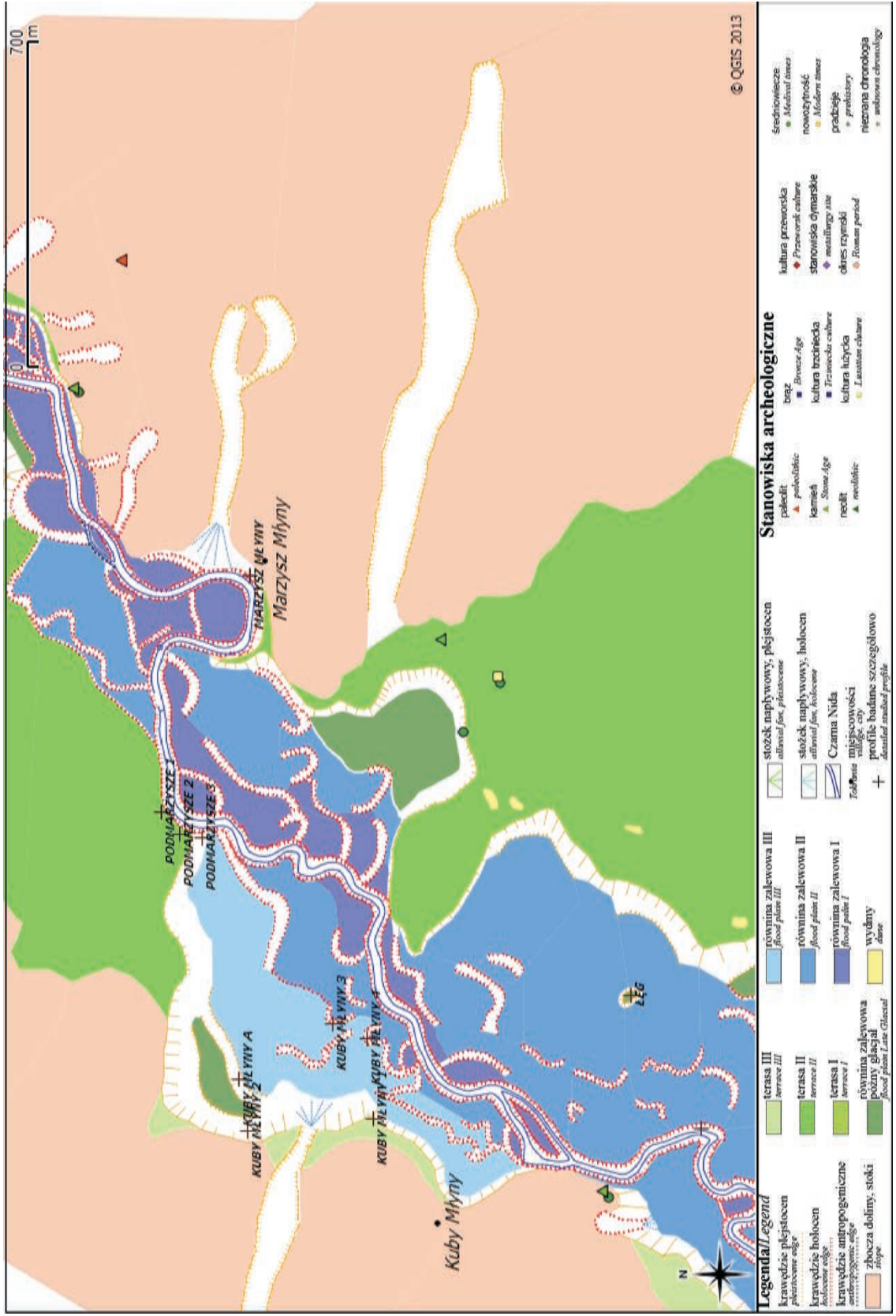
Odcinek zlokalizowany jest poniżej połączenia Belnianki i Lubrzanki i ma długość około 2 km pomiędzy wsiami Marzysz na lewym brzegu i Kuby Młyny na prawym brzegu. Rzeka płynie z NE na SW. Wskaźnik rozwinięcia koryta wynosi 1,32, a spadek doliny 0,42 ‰. W omawianym odcinku można wyróżnić strefę przełomową w rejonie Marzysza, gdzie dolina zwęża się do około 200 m, a rzeka płynie pomiędzy dwoma wzgórzami zbudowanymi z wapieni dewońskich. Niemal całe dno doliny zajmuje równina zalewowa z zachowanymi paleomeandrami, a terasy zachowały się jedynie w postaci wąskich listew na zboczach. W rejonie połączenia się obydwu rzek z prawej strony doliny występuje rozleglejszy płat piaszczystej terasy o wysokości 5 m.

Poniżej przełomu dolina wyraźnie się rozszerza – do około 700 m w rejonie miejscowości Marzysz Młyny, gdzie na prawym brzegu zachował się rozległy płat terasy plejstoceniowej (ryc. 38), a w rejonie Kubów Młynów dolina osiąga szerokość ponad 1 km, z czego połowę szerokości na lewym brzegu zajmuje terasa plejstoceniowa (ryc. 39). Szczegółową analizą zostały objęte formy i ich budowa w rejonie Podmarzysza i Kubów Młynów. Nieliczne stanowiska archeologiczne z neolitu – średniowiecza ulokowane są na terasach, głównie w ich krawędziowej części, co wskazuje, że osadnictwo koncentrowało się w strefach z największą georóżnorodnością (por. DOBRZAŃSKA, KALICKI 2003, 2004).



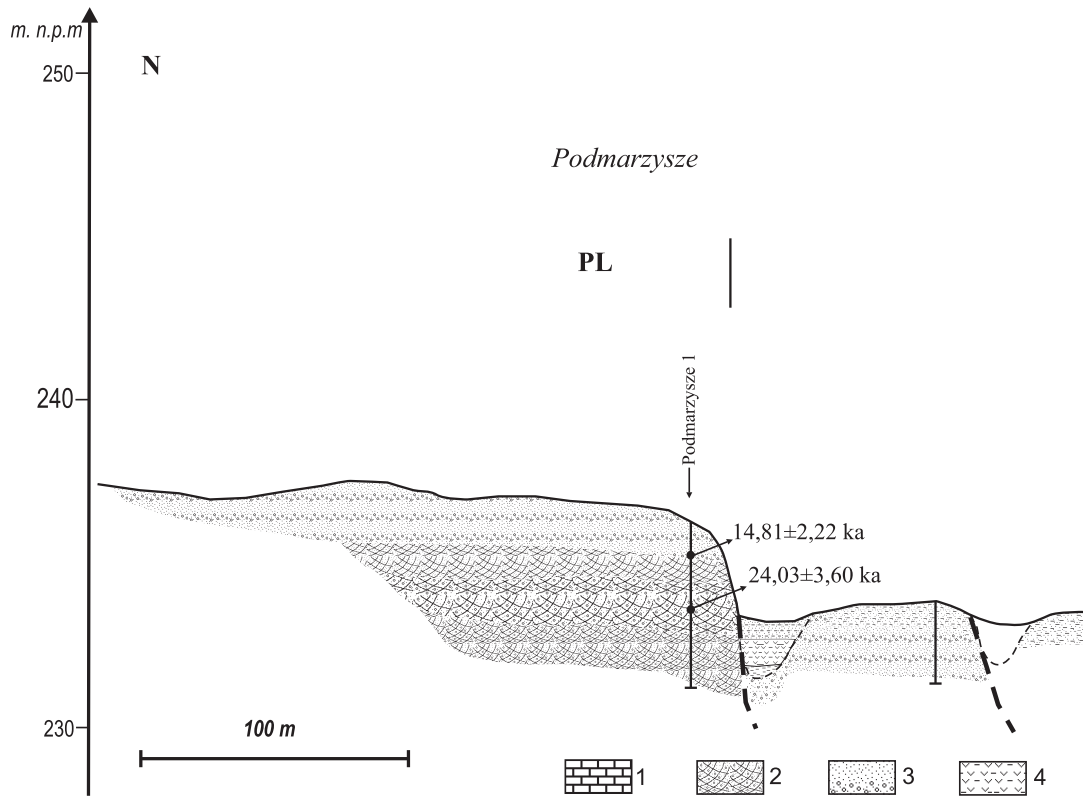
Ryc. 37. Terasa vistuliańska w Podmarzyszu

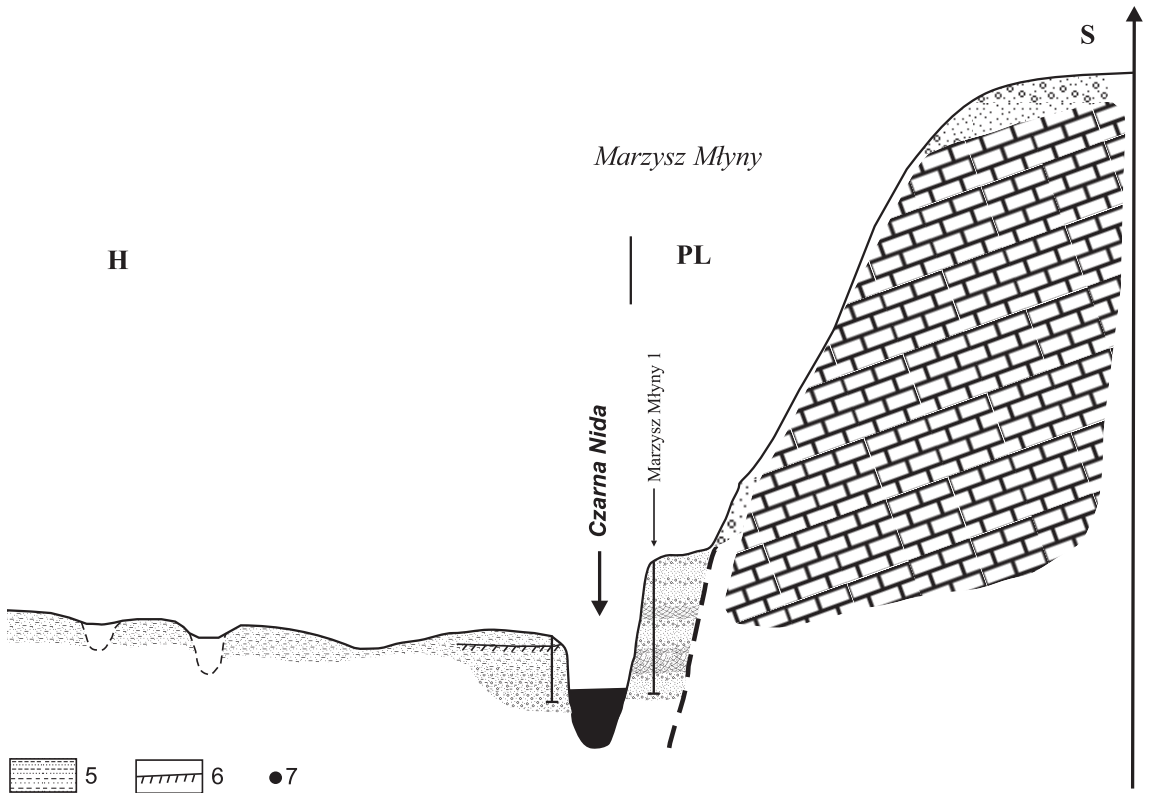
Fig. 37. Vistulian terrace in Podmarzysze



Ryc. 38. Mapa geomorfologiczna doliny Czamej Nidy, odcinek Marzysz-Kuby Młyny

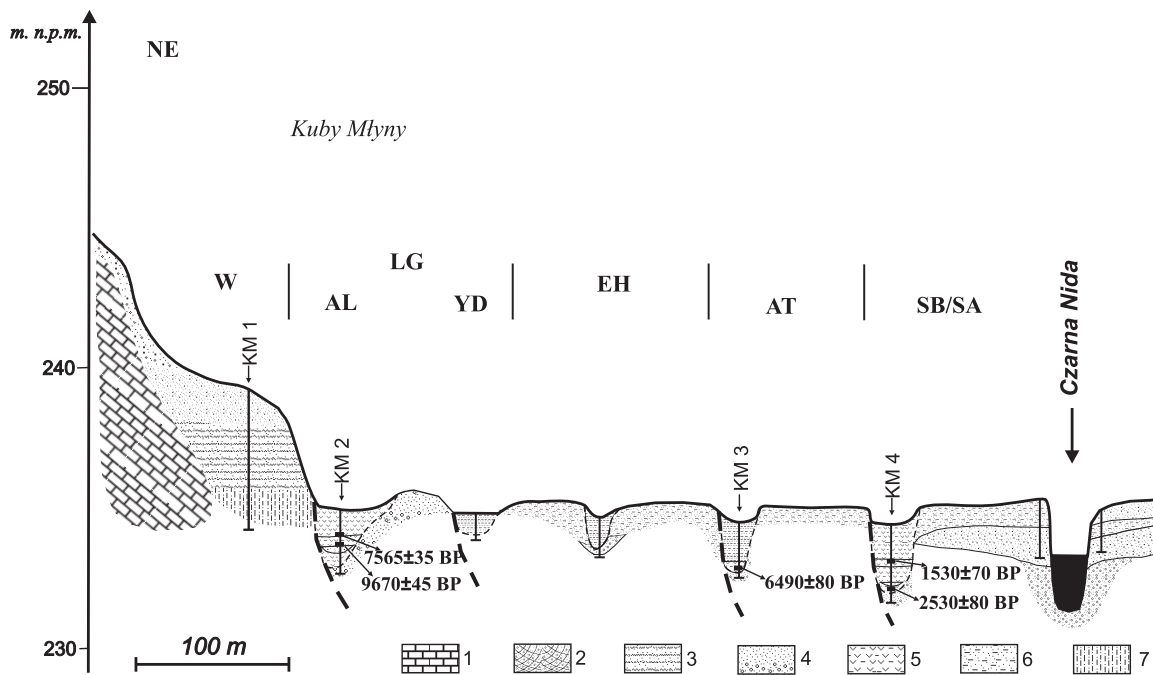
Fig. 38. Geomorphologic map of the Marzysz – Kuby Młyny section

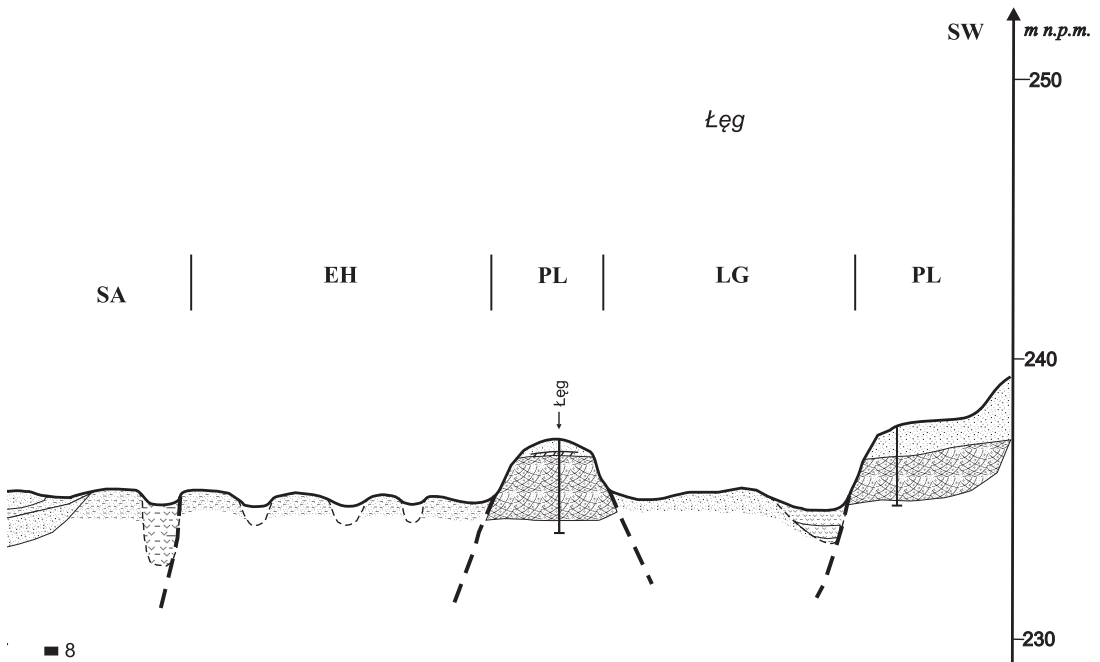




Ryc. 39. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Podmarzysza–Marzysza Młynów
 1 – wapienie, 2 – piaski i żwiry krzyżowo warstwowane, 3 – piaski pylaste, 4 – mułki torfiaste, 5 – mułki piaszczyste, 6 – gleba kopalna, 7 – datowania termoluminescencyjne TL, PL – pleniglacjał, H – holocen

Fig. 39. Schematic geological section across flood plain of the Podmarzysze–Marzysz Młynów section
 1 – limestone, 2 – cross bedded sands with gravels, 3 – fine sands, aeolian, 4 – peaty silts, 5 – sandy silts, 6 – buried soil, 7 – TL (thermoluminescence) datings; PL – Pleniglacial, H – Holocene





Ryc. 40. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Kubów Młynów

1 – wapień, 2 – piaski i żwiry krzyżowo warstwowane, 3 – piaski horyzontalnie warstwowane, 4 – piaski ze żwirami, 5 – mulki torfiaste, 6 – mulki piaszczyste, 7 – glina, 8 – datowania radiowęglowe ^{14}C , W – zlodowacenie środkowopolskie (Warty), PL – pleniglacjał, LG – późny glacjał, AL – alleröd, YD – młodszy dryas, EH – eoholocen, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

Fig. 40. Schematic geological section across the floodplain near Kuby Młyny

1 – limestone, 2 – cross bedded sands and gravels, 3 – sands horizontal bedded, 4 – gravels with sands, 5 – peaty silts, 6 – sandy silts, 7 – boulder clay, 8 – ^{14}C datings; PL – Pleniglacial, W – Middle-Polish Glaciation, LG – Late Glacial, AL – Alleröd, YD – Younger Dryas, EH – Eoholocene, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

STANOWISKO KUBY MŁYNY 1

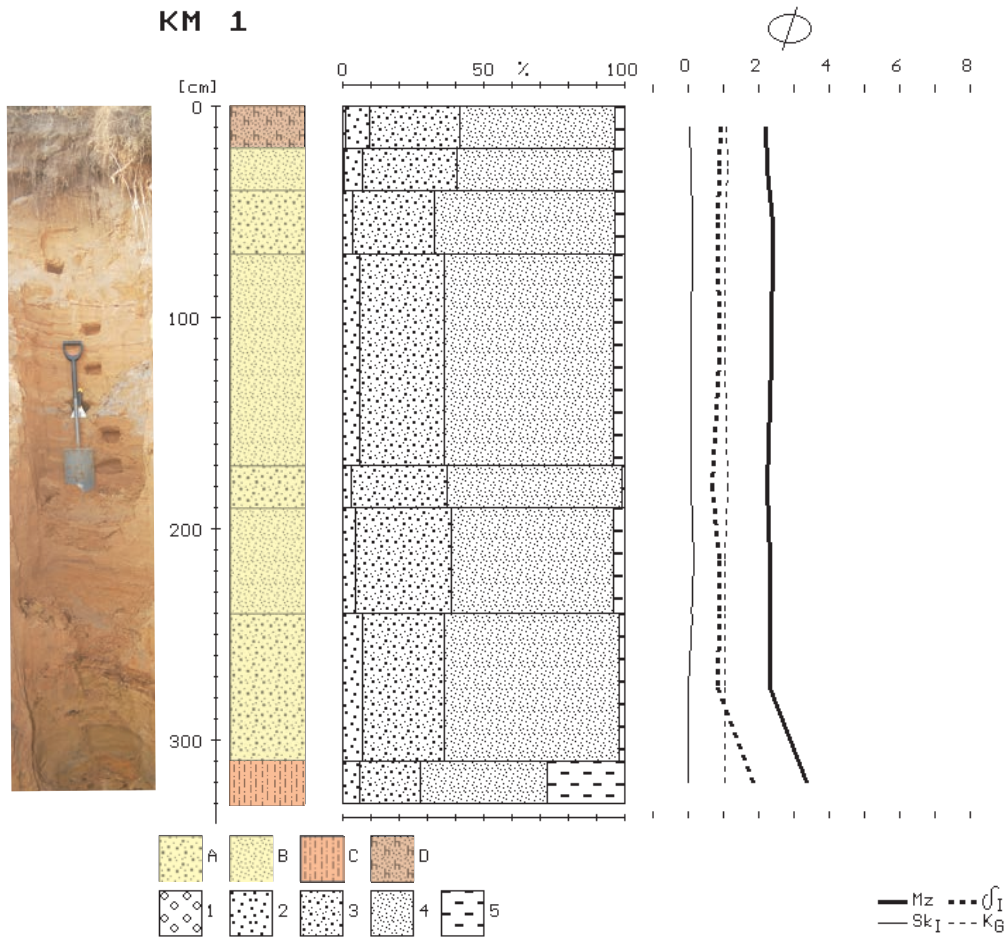
Najstarszą formą zachowaną fragmentarycznie w postaci wąskich listew na prawym zboczu doliny jest terasa erozyjno-akumulacyjna o wysokości około 7 m nad poziom rzeki. W profilu KM1 odsłania się 3-metrowa warstwa piaszczysta, dobrze wysortowana, spoczywająca na glinach zwałowych, których strop znajduje się mniej więcej na poziomie współczesnej równiny zalewowej ($Mz = 2,20-2,41 \phi$ i $\delta_1 = 0,68-0,93$). Seria datowań TL dała wyniki przekraczające 100 tys. lat, co potwierdza sytuację geologiczną profilu i wskazuje na to, że mamy do czynienia z terasą środkowopolską, być może fluwioglacjalną.

STANOWISKO PODMARZYSZE

Młodsza terasa, o wysokości 5 metrów nad poziom rzeki, zachowana jest na prawym zboczu w formie rozległego płata (długość około 1 km, szerokość do 400 m) w rejonie Podmarzysza i poniżej Kubów Młynów na lewym zboczu (ryc. 37, 40). Powierzchnia tej terasy uległa zwydmieniu, a poszczególne formy eoliczne osiągają wysokości od 1–2 m. Najlepsze odsłonięcie występuje w Podmarzyszu, gdzie Czarna Nida podcina tę terasę. Odsłania się tutaj 4-metrowa seria żwirowo-piaszczysta, w dolnej części rynnowo warstwowana z naprzemiennie występującymi warstwami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi, co wskazuje na to, że są to osady rzeki roztokowej. Datowania TL w dolnej części dały wyniki $14,81 \pm 2,22$ i $24,03 \pm 3,60$ ka, co potwierdza, że terasa pochodzi z okresu Vistulianu, a po jej rozcięciu w schyłkowym młodszym pleniglacjale lub późnym glacjale uległa zwydmieniu.

STANOWISKO KUBY MŁYNY 2

Terasa vistuliańska podcięta jest w kilku miejscach przez makromeandry; promień krzywizny meandru (R) waha się od 120 do 140 m, a szerokość meandru (λ) od 300 do 380 m. Szczegółowo analizowana była sytuacja morfologiczna oraz wiek i wypełnienia jednego z makromeandrów na stanowisku Kuby Młyny 2. Meander ten podcina bezpośrednio zbocze doliny. Szerokość starorzecza wynosi 40 m, a na brzegu akumulacyjnym zachowana jest strefa piaszczystych odsypów meandrowych o szerokości około 100 m. Wykonany przekrój przez starorzecze wskazuje na to, że ma ono wąską strefę nurtową i stosunkowo szerokie łóżysko, co jest charakterystyczne dla późnoglacialnych meandrów rozpoznanych na innych rzekach oraz dla współczesnych koryt rzecznych w strefie tundrowej. Łóżysko rzeki wypełniało się wodą jedynie w okresie roztopów, a przez pozostałą część roku woda płynęła jedynie w wąskiej strefie nurtowej. Paleo-meander wypełnia seria organiczna o miąższości 2 m, która dzieli się na dwa główne ogniwa (ryc. 42). Dolne ogniwo organiczno-klastyczne rozpoczyna seria mułków organicznych, przykryta w górnej części przez 30-cm wkładkę piasków średnioziarnistych słabo zailonych.



Ryc. 41. Profil Kuby Młyny 1 (KM1) osadów terasy III

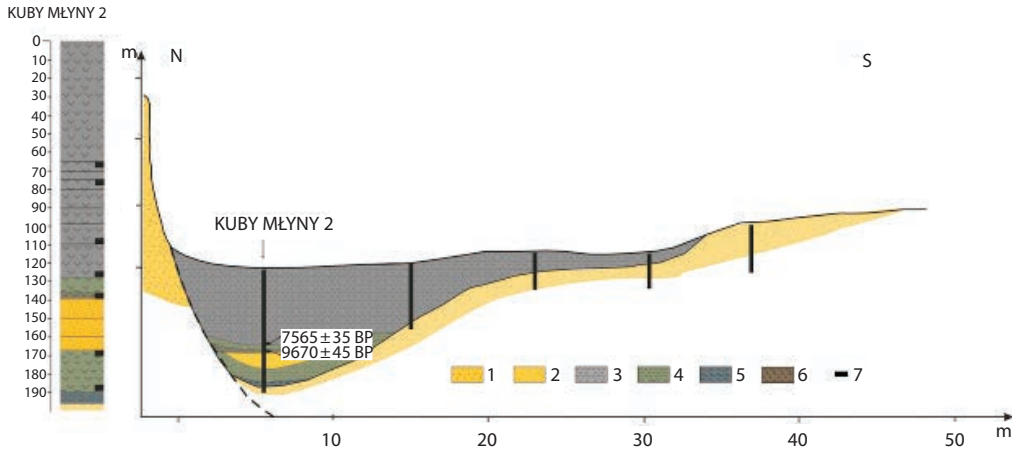
Objaśnienia: A – piasek gruboziarnisty, B – piasek średnioziarnisty, C – glina zwalowa, D – piasek organiczny (poziom A gleby), 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste.

Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: M_z – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 41. Profile Kuby Młyny 1 of terrace III

A – coarse sands, B – medium sand, C – boulder clay, D – organic sand; Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt. Folk-Ward's statistical parameters of grain size: M_z – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Górną serię rozpoczynają mułki organiczne, których spąg datowany był na 9670 ± 45 BP (cal. 9260-9110 BC), przechodzące ku górze w torfy słabo rozłożone (70% substancji organicznej), których akumulacja rozpoczęła się 7565 ± 35 BP (cal. 6590-6440 BC) (ryc. 42).



Ryc. 42. Przekrój przez makromeander Kuby Młyny 2

1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – torf słabo rozłożony, 4 – mulki torfiaste, 5 – mulki piaszczyste, 6 – mulki organiczne, 7 – datowania ^{14}C .

Fig. 42. Cross section of the large palaeomeander (Late Glacial) Kuby Młyny 2 (KM2)

1 – sand with gravel, 2 – sand, 3 – peat, 4 – peaty silts, 5 sandy silts, 6 – organic silts, 7 – ^{14}C datings

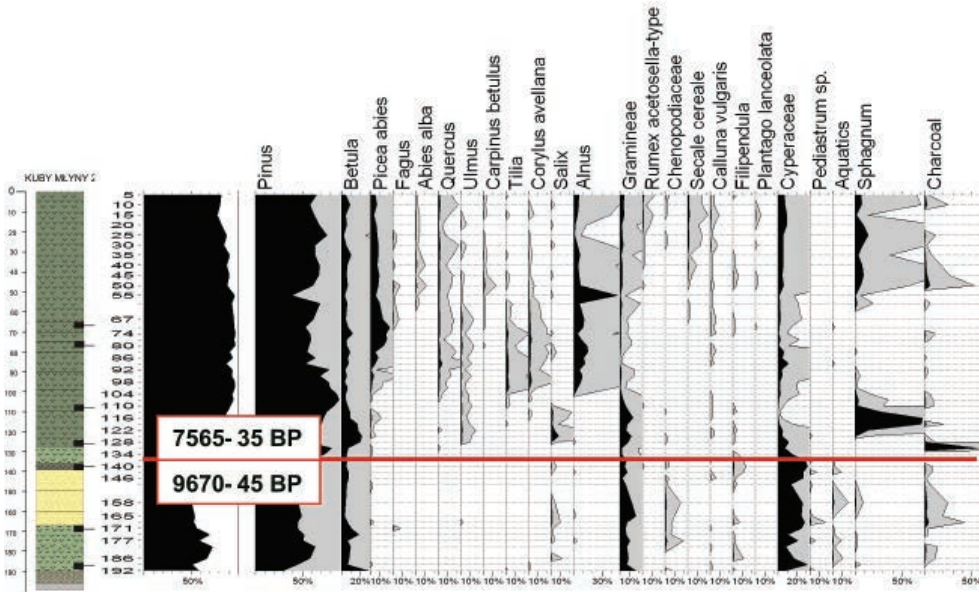
Z wypełnienia paleomeandra został wykonany przez Libora Petra diagram pyłkowy (ryc. 43, 44). Profil pobrano rosyjskim świdrem torfowym (długość 50 cm), a dolną część profilu przy użyciu tuby o długości 100 cm i średnicy 7 cm. Próbkę były przygotowywane do analizy standardową metodą (MOORE I IN. 1991). W każdej próbce zliczano 500 ziaren (MOORE I IN. 1991; REILLE 1995; BEUG 2004). W oparciu o analizę numeryczną, analizę CONSLINK i program POLPAL (NALEPKA, WALANUS 2003) w diagramie wyróżniono 3 lokalne strefy pyłkowe (LPZ).

LPZ 192–134 cm. Stosunek AP/NAP jest pomiędzy 50 a 70%. Dominuje *Pinus* (około 50%), udziały *Betula* (około 10%) i *Salix* są rzadsze, a sporadycznie występują *Picea* i *Alnus*. W spectrum roślin zielnych dominują trawy, *Artemisia* i turzyce (około 15%), duży udział mają *Chenopodiaceae*, *Rosaceae* i *Asteraceae*. Wskaźnikami wodnego środowiska są glony, *Pediastrum* i rośliny wodne, jak *Myriophyllum*. Obszar był zajęty przez roślinność tundrową z płatami lasów sosnowo-brzozowych. Bogate zespoły trawiaste z gatunkami ruderalnymi (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*) i *Helianthemum* były charakterystyczne dla późnego glacjału.

LPZ 131–55 cm. Zona ta charakteryzuje się wzrostem udziału pyłku drzew, wskaźnik AP/NAP podnosi się z 50 do 95%. Sosna pozostaje najważniejszym gatunkiem (50–80%) inne, jak brzoza i jodła, są rzadsze. We wczesnym holocenie pojawiają się drzewa liściaste, najpierw *Ulmus*, potem *Quercus*, *Tilia* i *Corylus*. Gatunki te szybko osiągają swoje holocenijskie maksimum udziału i rozprzestrzenienia, a później zastępowane są przez *Fagus*, *Abies* i *Carpinus*. Sosna była gatunkiem stale dominującym ze względu na piaszczyste gleby. Udział traw wyraźnie spada wraz z rozprzestrzenieniem

się zwartych lasów. Zanikanie jeziora starorzecznego znalazło swój wyraz w diagramie poprzez spadek liczby gatunków wodnych i pojawienie się torfowiska. W kolejnej fazie nastąpiła ekspansja *Alnus*, wyparcie *Sphagnum*, powstanie współczesnego olesu/olsu.

LPZ 5–50 cm. W zonie tej obserwujemy niewielki spadek stosunku AP/NAP z 95 do 80%. Wśród drzew przeważa sosna (około 50%), duży jest udział brzozy, świerka i dębu. W spektrach zielnych pojawia się pyłek zbóż (do 5%) oraz inne wskaźniki antropogeniczne jak *Artemisia*, *Rumex acetosella*, *Chenopodiaceae*, czy wskaźnik pasterstwa *Plantago lanceolata*. Jest to typowa roślinność późnego holocenu. Lokalne środowisko obrazują *Alder* i *Sphagnum*.

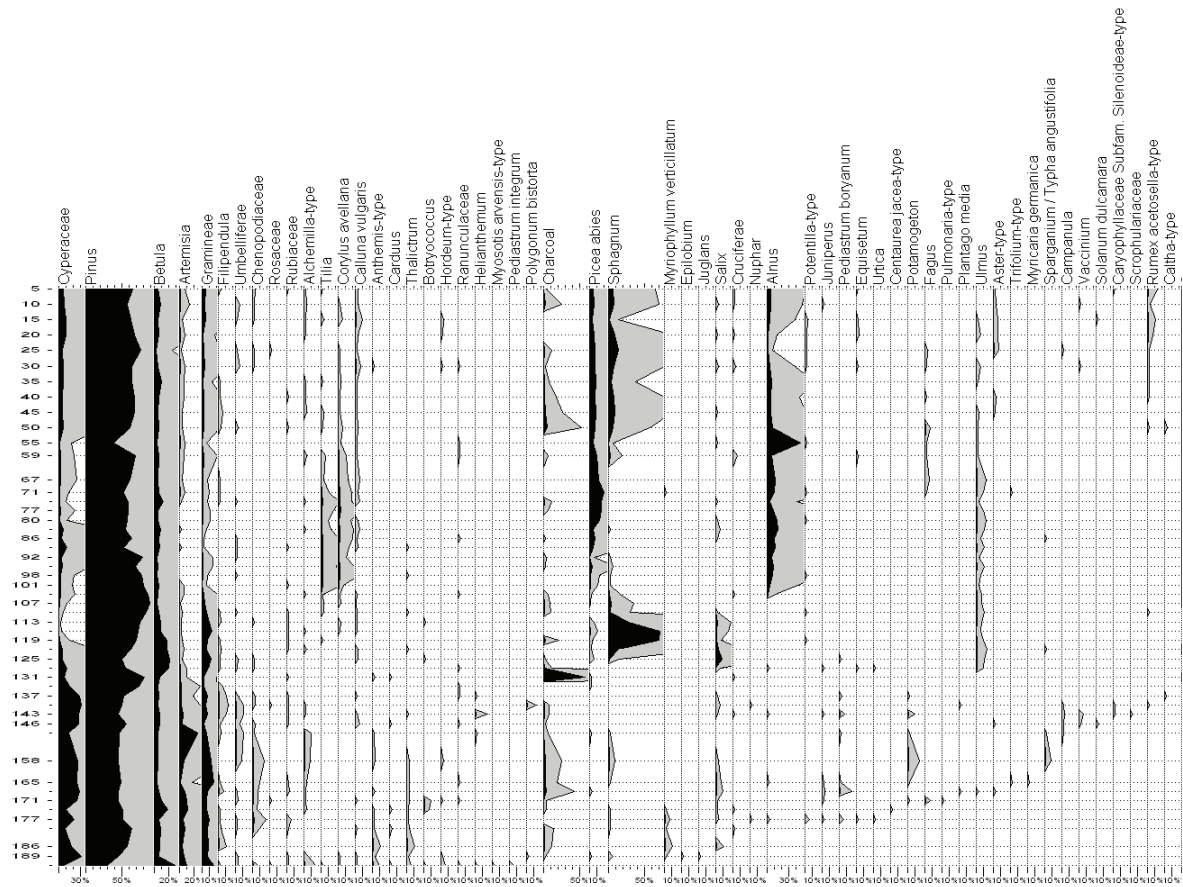


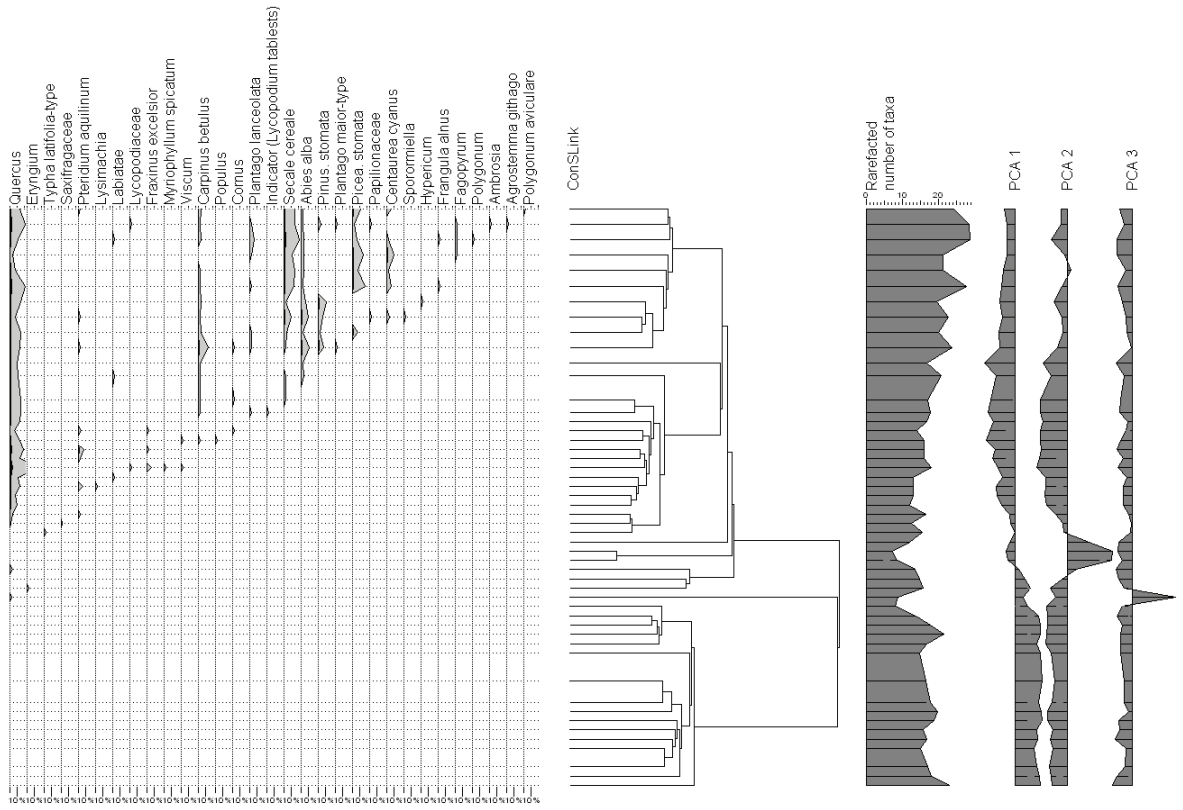
Ryc. 43. Uproszczony diagram pyłkowy z wypełnienia makromeandra Kuby Młyny 2 (oprac. L. Petr)

Fig. 43. Simplified pollen diagram of macromeander channel fill (created by L. PETR)

Wyniki badań wskazują na to, że paleomeander Kuby Młyny 2 reprezentuje generację późnoglacialnych wielkich meandrów, charakterystycznych dla licznych rzek europejskich w tym okresie. Został on odcięty na przełomie allerödu i młodszego dryasu, czego dowodzi diagram pyłkowy, i w pierwszym etapie był wypełniany klastycznymi osadami, co wskazuje na kontakt starorzecza z korytem rzeki. Przerwanie tej łączności nastąpiło na początku holocenu, kiedy to w starorzeczu zaczyna narastać seria torfowa. Niemal całkowite zailenie torfów wskazuje na to, że holocenijskie powódzie nie zaburzały w istotny sposób sedimentacji torfowej.

Paleomeander Kuby Młyny 2 jest podcięty od południa przez kolejne szerokie starorzecze Kuby Młyny 2 A. Starorzecze to na odcinku około 500 m od Podmarzysza podcina początkowo terasę vistuliańską, a następnie od południa podcina odsypy paleomeandra Kuby Młyny 2. Mniejsza krętość tego starorzecza może wskazywać na



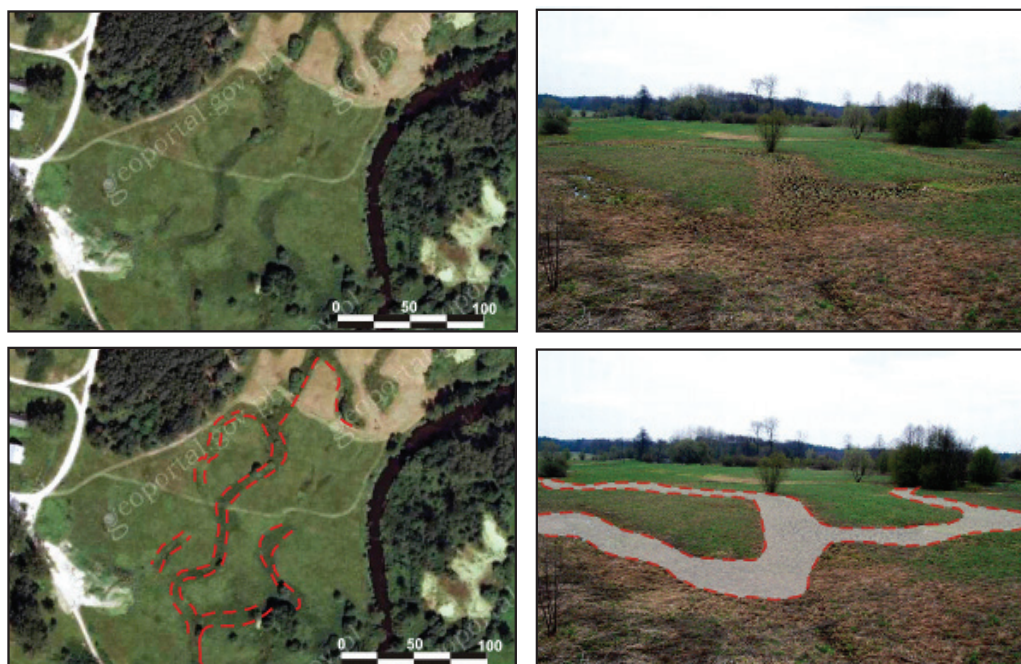


Ryc. 44. Diagram palinologiczny (oprac. L. PETR)

Fig. 44. Pollen diagram Kuby Młyny 2 (created by L. PETR)

to, że mamy tutaj do czynienia z paleomeandrem z okresu młodszego dryasu, kiedy rzeki miały tendencję do wyprostowywania koryt (VANDERBERGHE I IN. 1994) lub do roztokowania (KALICKI 1991). W okresie funkcjonowania tego koryta w paleomeandrze Kuby Młyny 2 sedymentowało prawdopodobnie dolne ogniwo klastyczne, natomiast odcięcie tego starorzecza umożliwiło akumulację górnego ogniwa, torfowego w paleomeandrze Kuby Młyny 2. Stało się to najprawdopodobniej w momencie, gdy Czarna Nida stała się rzeką wielokorytową. Ślady takiego rozwinięcia występują na południe od omawianych dwóch paleomeandrów, a najlepiej zachowane koryto ma przebieg z N na S „w poprzek” doliny (ryc. 45).

Ten starszy fragment równiny zalewowej z systemami wielokorytowymi zachowany jest na prawy brzegu pomiędzy Podmarzyszem a Kubami Młynami.



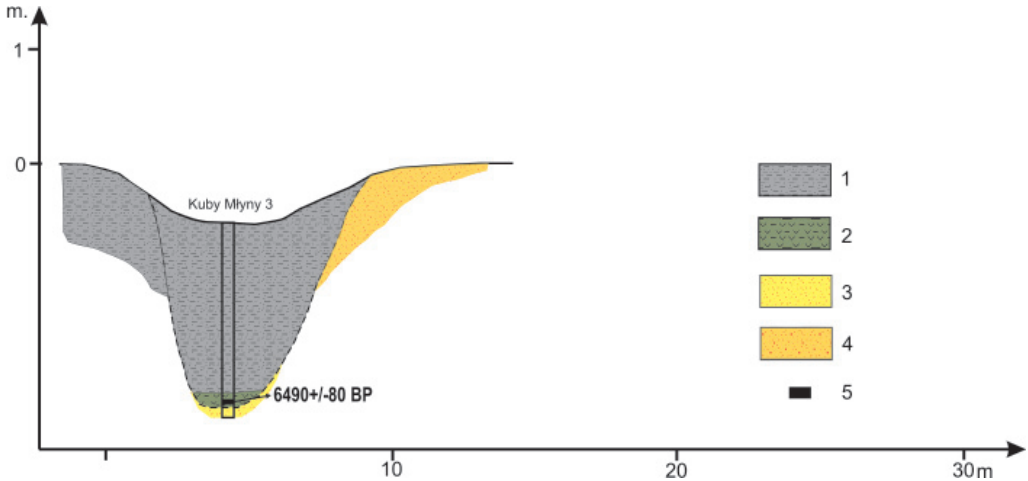
Ryc. 45. System wielokorytowy Czarnej Nidy w rejonie Kubów Młynów na zdjęciach lotniczych i w terenie (ortofotomapa: www.geoportal.gov.pl, fot. własne)

Fig. 45. Remains of multichannel system of the Czarna Nida river developed Kuby Młyny on the aerial photographs and in the field (orthophotomap: www.geoportal.gov.pl)

STANOWISKO KUBY MŁYNY 3 I 4

Starszy fragment równiny zalewowej z systemami wielokorytowymi podcinają małe meandry, których promień krzywizny meandru wynosi od 32 do 45 m, a szerokość meandru od 18 do 20 m. Szczegółowo analizowane były wypełnienia dwóch paleomeandrów. Paleomeander Kuby Młyny 3 podcina od wschodu rynnę systemu

wielokorytowego, a więc musi być młodszy od tego systemu. Paleomeander ma promień 45 m, szerokość 20 m. Wykonane wiercenie pokazuje, że wypełnia go seria mułków piaszczystych o miąższości 170 cm. Spąg wypełnienia został wydатовany na 6490 ± 80 BP (cal. 5570-5310 BC) (ryc. 46).



Ryc. 46. Przekrój przez paleomeander Kuby Młyny 3

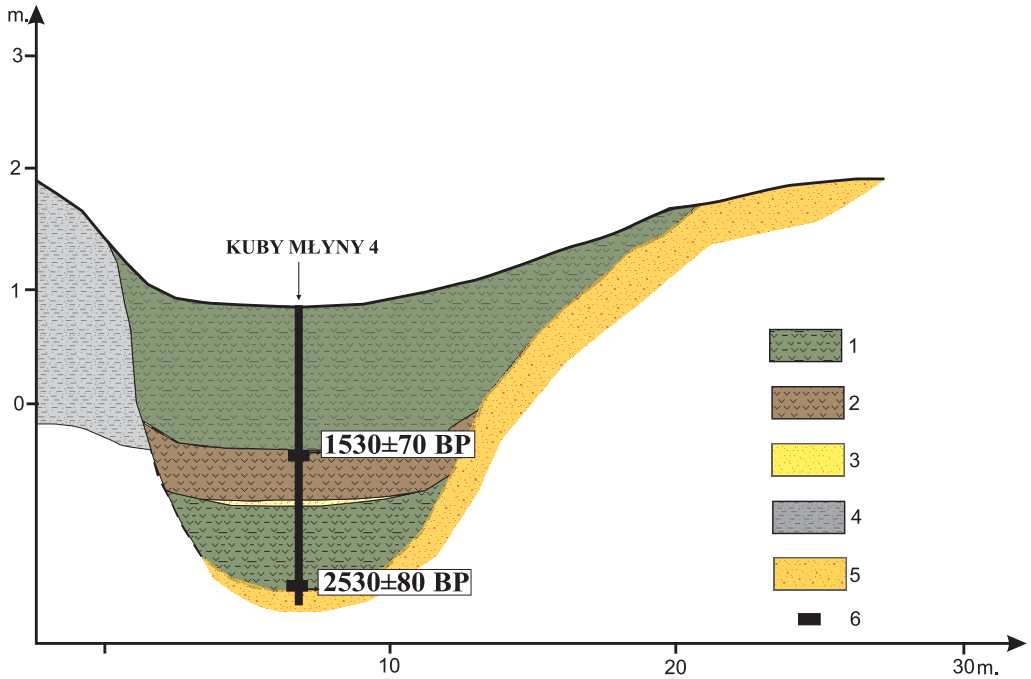
1 – mułki piaszczyste, 2 – mułki torfiaste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski ze żwirami, 5 – datowania ^{14}C

Fig. 46. Cross section of the palaeomeander Kuby Młyny 3

1 – sandy silts, 2 – peaty silts, 3 – medium sands, 4 – sand and gravel, 5 – ^{14}C datings

Paleomeander Kuby Młyny 4 podcina od południa rynnę systemu wielokorytowego. Ma promień 18 m, szerokość meandru 32 m, a szerokość koryta 20 m. Wypełniają go osady mułków organicznych i torfów o miąższości 2,5 m. Wypełnienie można rozdzielić na trzy główne ogniwa, początkowo paleomeander był wypełniany mułkami organicznymi, których akumulacja rozpoczęła się 2530 ± 80 BP (cal. 810-410 BC). Ogniwo to kończy 5-cm wkładka piaszczysta, złożona w czasie epizodu powodziowego. Powyżej piasków akumulowało środkowe ogniwo – torfy, które były datowane w stropie na 1530 ± 70 BP (cal. 390-650AD). Powyżej tej daty spoczywa trzecie ogniwo mułków organicznych o miąższości 120 cm (ryc. 47).

Współczesnemu korytu towarzyszą najmłodsze paleomeandry o parametrach zbliżonych do paleomeandrów mezo- i neholoceńskich.



Ryc. 47. Przekrój przez paleomeander Kuby Młyny 4

1 – mulki torfiaste, 2 – torf, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – mulki piaszczyste, 5 – piaski ze żwirami, 6 – datowania ^{14}C

Fig. 47. Cross section of the palaeomeander Kuby Młyny 4 (KM4)

1 – peaty silts, 2 – peat, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – sands with gravel, 6 – ^{14}C datings

STANOWISKO PAGÓR MEANDROWY ŁĘG

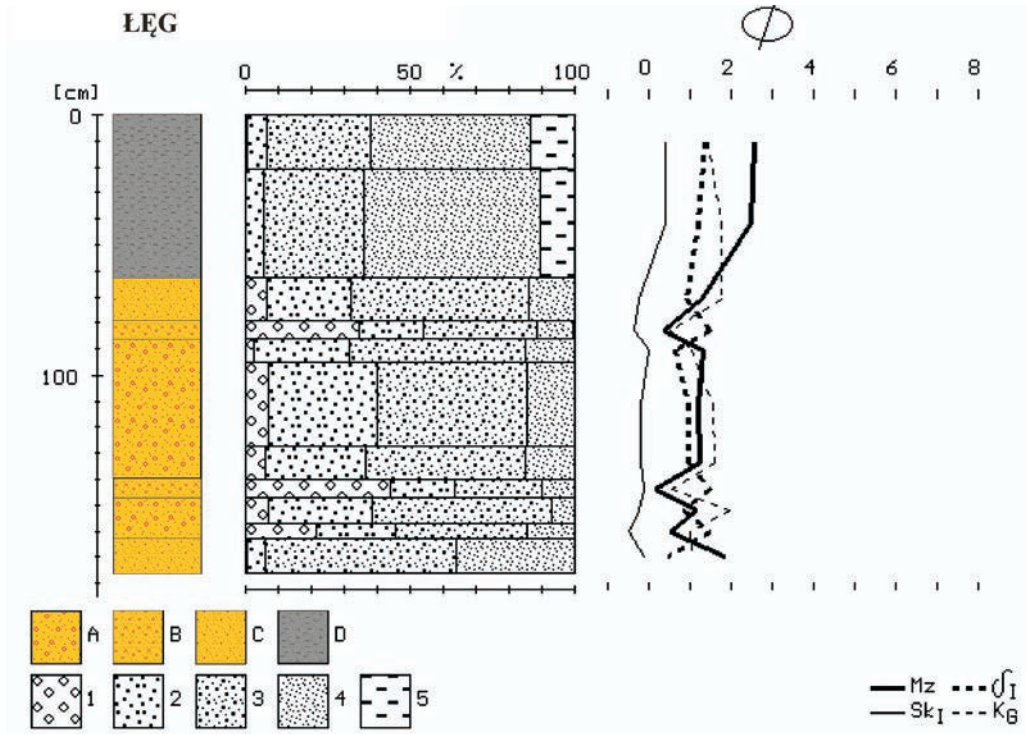
Na lewym brzegu rzeki na rozległej równinie zalewowej z licznymi paleomeandrami mezo- i neholoceńskimi występują dwa pagóry meandrowe, będące resztkami terasy vistuliańskiej lub innego piaszczystego poziomu (ryc. 48). Profil pagóra w Łęgu pokazuje, że aluwia rzeki roztokowej z vistulianu przykrywają piaszczyste osady pozakorytowe (ryc. 49).



Ryc. 48. Pagór meandrowy stanowisko Łęg

Fig. 48. Meandering hill, site Łęg

Sytuacja paleogeograficzna tego odcinka równiny zalewowej wskazuje na to, że mamy tutaj zachowany fragment terasy vistuliańskiej, pochodzący z początkowego etapu rozcinania tej terasy. Wcinanie rzeki mogło być związane ze zmianą rozwinięcia Czarnej Nidy i funkcjonowaniem wielkich meandrów. Makromeandry miały tendencję do lateralnej migracji, co w efekcie doprowadziło do odcięcia fragmentów terasy i utworzenia pagórów meandrowych. Równocześnie rozcinanie tej terasy doprowadziło do zerodowania górnej części aluwów rzeki roztokowej i złożenia w to miejsce piaszczystych osadów pozakorytowych.



Ryc. 49. Profil Łęg (POPIS 2012)

Objaśnienia A – piaski ze żwirami, B – piaski średnioziarniste, C – piaski drobnoziarniste, D – mulki; 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mulki pylaste
 Statystyczne wskaźniki Folk-Warda uziarnienia: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 49. Profile Łęg (POPIS 2012)

A – sands with gravel, B – medium sand, C – fine-grained sands, D – silts; Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silts
 Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

PODSUMOWANIE

W rejonie Kubów Młynów zachowane są terasy plejstoceńskie zbudowane z aluwów rzeki roztokowej, wskazujące na dominującą erozję od zlodowaceń środkowopolskich. Rozcinanie vistuliańskiej terasy nastąpiło najprawdopodobniej przed allerödem wskutek zmiany rozwinięcia koryta rzeki. Wielkie paleomeandry, lateralnie migrując, poszerzały dno doliny, odcinając od terasy pagóry meandrowe, które przykryte zostały późnoglacialną serią osadów pozakorytowych. W okresie młodszego dryasu rzeka miała tendencję do wyprostowywania koryta, a w allerödzkich paleomeandrach sedymentowało ogniwo klastyczno-organiczne. Po kolejnej zmianie rozwinięcia koryta na system wielokorytowy we wczesnym holocenie w paleomeandrach allerödzkich dominowała autonomiczna sedentacja torfowa. Eoholoceni system wielokorytowy funkcjonował prawdopodobnie aż do środkowego atlantyku. Dla mezo- i neoholocenu charakterystyczne jest rozwinięcie meandrowe, a odcinanie zakoli miało miejsce około 6500 i 2500 lat temu. W ostatnich 1500 latach nastąpił wzrost tempa akumulacji osadów pozakorytowych w paleomeandrach położonych blisko współczesnego koryta.

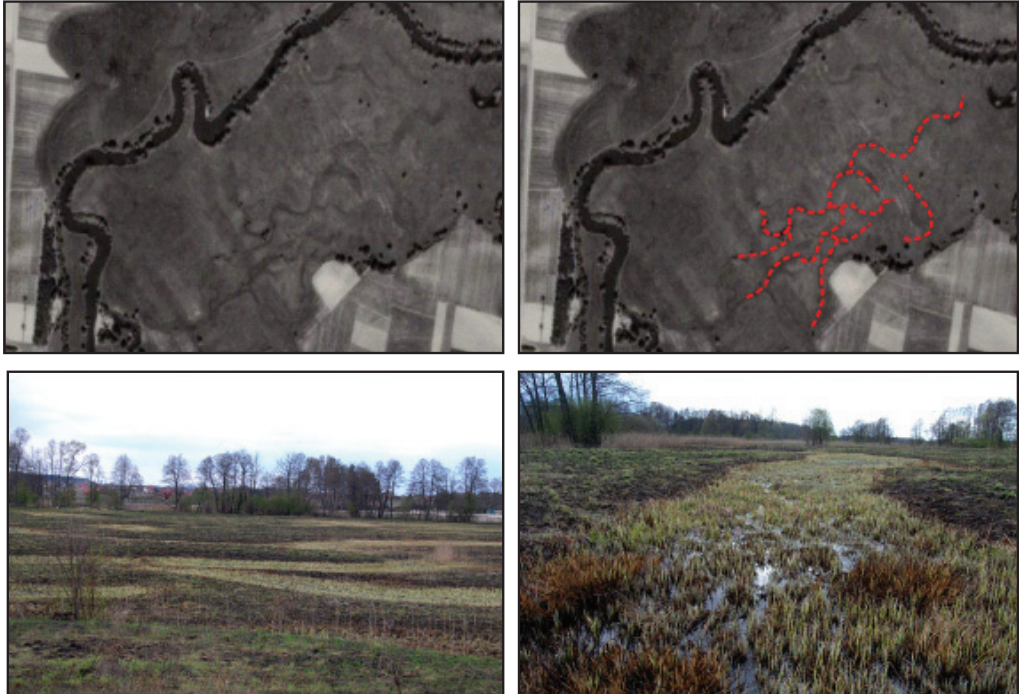
4.1.2. ODCINEK BIELECKIE MŁYNY – ŁABĘDZIÓW

Odcinek o długości około 4 km pomiędzy Kubami Młynami a Bieleckimi Młynami ma przebieg z E na W. Dolina, o szerokości do 1 km, ciągnie się tutaj pomiędzy zrębami zbudowanymi z dewońskich wapieni, które stanowią tutaj rozczłonkowane wyniesienia antykliny chęcińskiej. Rzeka meandruje, a wskaźnik rozwinięcia koryta wynosi 1,65, natomiast spadek doliny 1,5‰. Najwęższy odcinek (około 500 m) występuje bezpośrednio powyżej wsi Bieleckie Młyny. Powyżej tego przelomu współczesne koryto silnie meandruje, a na całym odcinku, którego spadek wynosi 1,5‰, wskaźnik rozwinięcia koryta wynosi 1,65.

W dolinie występują dwie terasy. Starsza, o wysokości 10 m, zachowana jest na prawym brzegu i wyklinowuje się w kierunku ujścia Chodczy. Rozcinają ją liczne plejstoceńskie dolinki fluwialno-denudacyjne, odmłodzone w holocenie w dolnej części. Poniżej tej terasy występują niewielkie fragmenty niższej terasy 6-m. Rozległe powierzchnie tego poziomu zachowały się poniżej ujścia Chodczy na prawym brzegu, a także w południowej części odcinka. Poniżej ujścia Chodczy na terasie tej zlokalizowane są stanowiska kultury łużyckiej (AZP 88-63) (ryc. 50). Równocześnie w obrębie równiny zalewowej zachowane są ostańce tej terasy w postaci izolowanych wyniesień. Na jednym z nich, na prawym brzegu położone było wczesnośredniowieczne grodzisko (AZP 88-63). Najstarsze fragmenty równiny zalewowej utworzone zostały przez makromeandry, które podcinały niższą terasę i zachowały się w postaci starorzeczy i strefy odsypów w południowej części. Nie do końca jasną genezę ma półkoliste podcięcie u wylotu Chodczy, wydaje się jednak uzasadnione twierdzenie, że jest to zarys wielkiego paleomeandra, którego mezofomy zostały silnie przekształcone w holocenie w miejscu połączenia Chodczy i Czarnej Nidy, później zatorfione, a w końcu

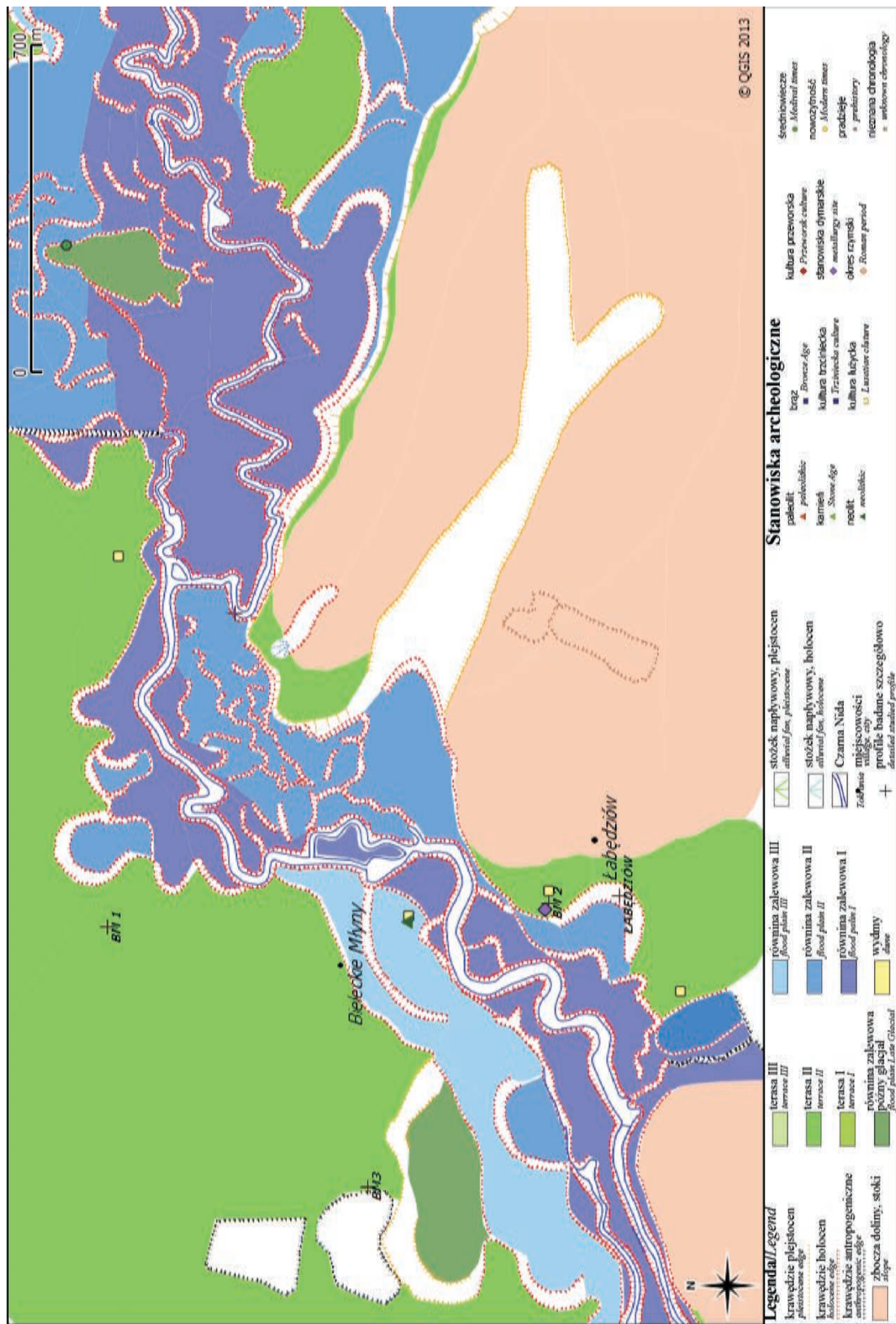
zmeliorowane. Na omawianym odcinku widoczne są ślady systemów wielokorytowych, najlepiej zachowane bezpośrednio przed wsią Bieleckie Młyny (ryc. 50).

Szczegółowo analizowany był odcinek pomiędzy Bieleckimi Młynami a ujściem Morawki (ryc. 51, 52).



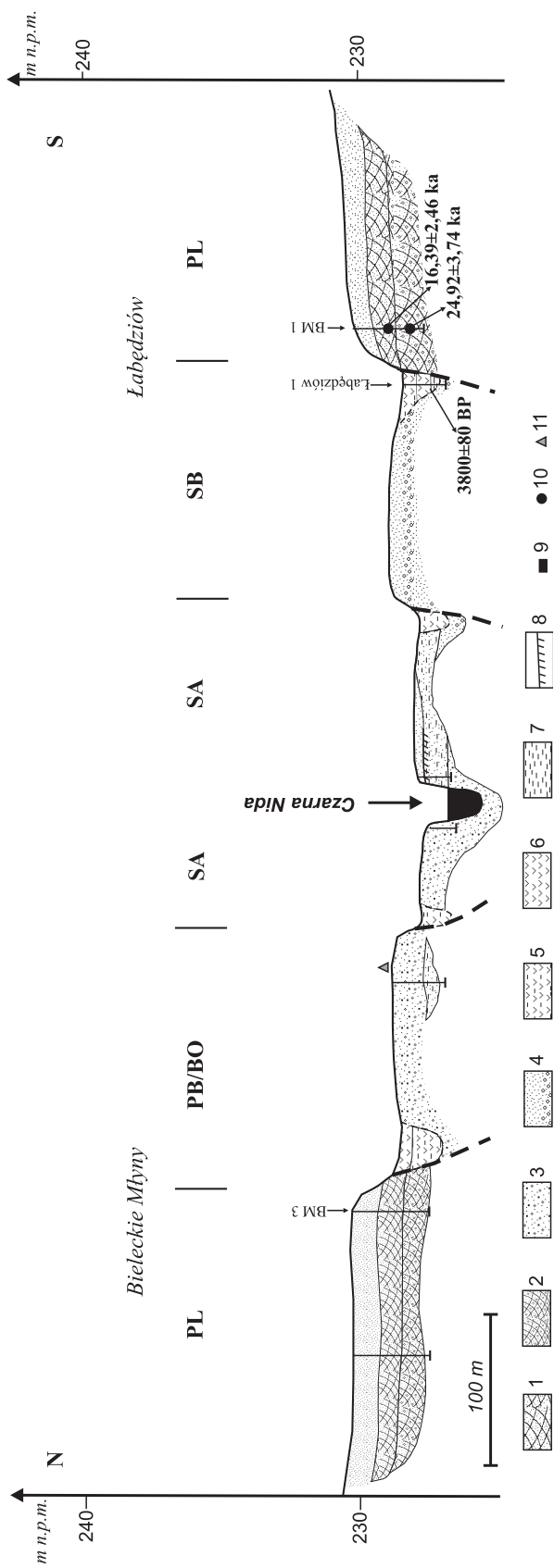
Ryc. 50. Ślady systemów wielokorytowych powyżej Bieleckich Młynów na mapach lotniczych i w terenie (mapa lotnicza 1965, fot. własna)

Fig. 50. Remains of multichannel system of the Czarna Nida river near Bieleckie Młyny, on the aerial photographs and in the field (aerial photo 1965)



Ryc. 51. Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy, odcinek Bieleckie Młyny-Labędziów

Fig. 51. Geomorphologic map of the Bieleckie Młyny-Labędziów section



Ryc. 52. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Bieleckie Młyny-Labędziów

1 – piaski krzyżowo warstwowane, 2 – piaski ze żwirami krzyżowo warstwowane, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski ze żwirami, 5 – mulki torfaste, 6 – torfy, 7 – ily, 8 – gleba kopalna, 9 – datowania radiowęglowe ^{14}C , 10 – datowania termoluminescencyjne TL, 11 – stanowisko archeologiczne (neolit); PL – pleniglacial, PB – preboreal, B – boreal, SB – subboreal, SA – subatlantyk

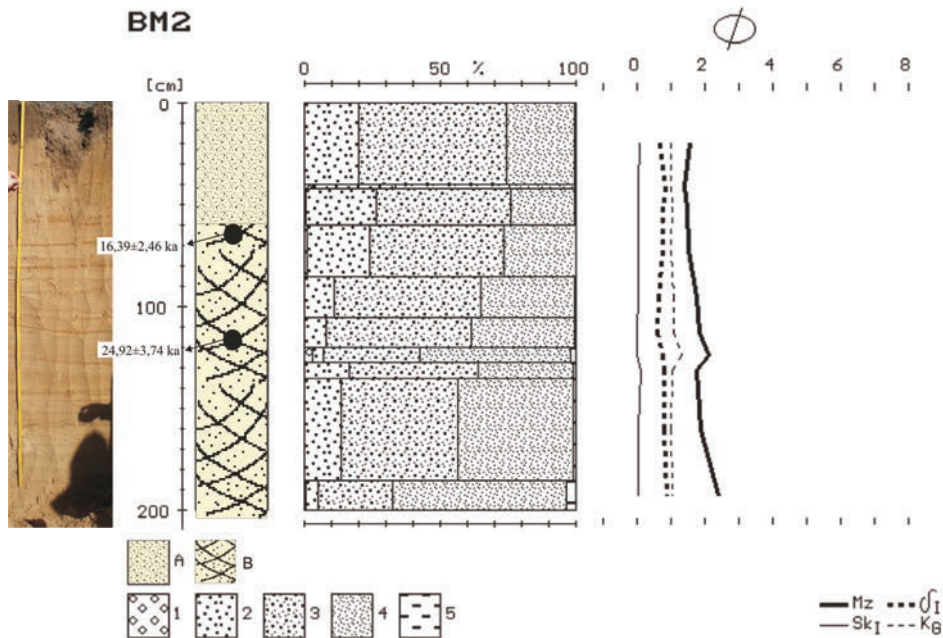
PB – preboreal, B – boreal, SB – subboreal, SA – subatlantyk

Fig. 52. Schematic geological section across the flood plain near Bieleckie Młyny-Labędziów

1 – cross bedded sands and gravel, 3 – coarse and medium sands, 4 – gravels with sands, 5 – peaty silts, 6 – peat, 7 – clay, 8 – buried soil, 9 – ^{14}C datings, 10 – TL (thermoluminescence) datings, 11 – archaeological site (Neolith); PL – Pleniglacial, PB – Preboreal, B – Boreal, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

STANOWISKO ŁABĘDZIÓW

Na zboczu zrębu zbudowanego z dewońskich wapieni zachowana jest terasa o wysokości 6 m. Odślonięcie w starej piaskowni pokazuje, że buduje je seria piaszczysto-żwirowa krzyżowo warstwowana, akumulowana przez rzekę roztokową. Jej cała miąższość nie została rozpoznana, gdyż w piaskowni odsłania się tylko jej górne 2 m ($Mz = 2,41-1,39 \phi$ i $\delta_1 = 0,58-0,87$). Była ona akumulowana w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia, na co wskazują datowania TL $24,92 \pm 3,74$ ka i $16,39 \pm 2,46$ ka (ryc. 53). Na terasie tej zlokalizowane było cmentarzysko oraz osada kultury łużyckiej (AZP 87-63) (ryc. 50).



Ryc. 53. Analiza granulometryczna profilu terasy vistuliańskiej Bieleckie Młyny 2 (BM 2)
 Objasnienia: A – piaski drobno- i średnioziarniste, B – piaski drobno- i średnioziarniste krzyżowo warstwowane,
 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste
 Statystyczne wskaźniki Folka-Warda uziarnienia: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtosis

Fig. 53. Profile Bieleckie Młyny 2 (BM2) of the Vistulian terrace
 A – medium and fine sand, B – cross bedded medium and fine sand, Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand,
 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt
 Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis



Ryc. 54. Przekrój przez paleomeander w Łabędzowie

1 – mulki torfiaste, 2 – torf, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – mulki piaszczyste, 5 – mulki ilaste, 6 – piaski ze żwirami, 7 – datowania ¹⁴C

Fig. 54. Cross section of the paleomeander at Łabędzów

1 – peaty silts, 2 – peats, 3 – fine sands, 4 – sandy silts, 5 – silty silts, 6 – sands with gravel, 7 – ¹⁴C datings

Terasę tę podcina paleomeander o promieniu 65 m i szerokości 45 m. Data ze spągu organicznego wypełnienia wskazuje, że został on odcięty przed 3800 ± 80 BP (cal. 2470–2200 BC) (ryc. 54). Powyżej rozpoczyna się organiczne wypełnienie. W jego obrębie występują piaszczyste wkładki, świadczące o zmywach deluwialnych z krawędzi terasy vistuliańskiej. Uruchamianie procesów erozyjnych na krawędzi można prawdopodobnie korelować z działalnością społeczności kultury łużyckiej i przeworskiej, zasiedlającej ten fragment terasy.

Kilkaset metrów na północ koło mostu na równinie zalewowej występuje stanowisko neolityczne i cmentarzysko łużyckie (AZP 87-63), co wskazuje, że w tym odcinku mamy zachowany również fragment mezoholoceńskiej równiny zalewowej, podobnie jak w Kubach Młynach (ryc. 50).

PODSUMOWANIE

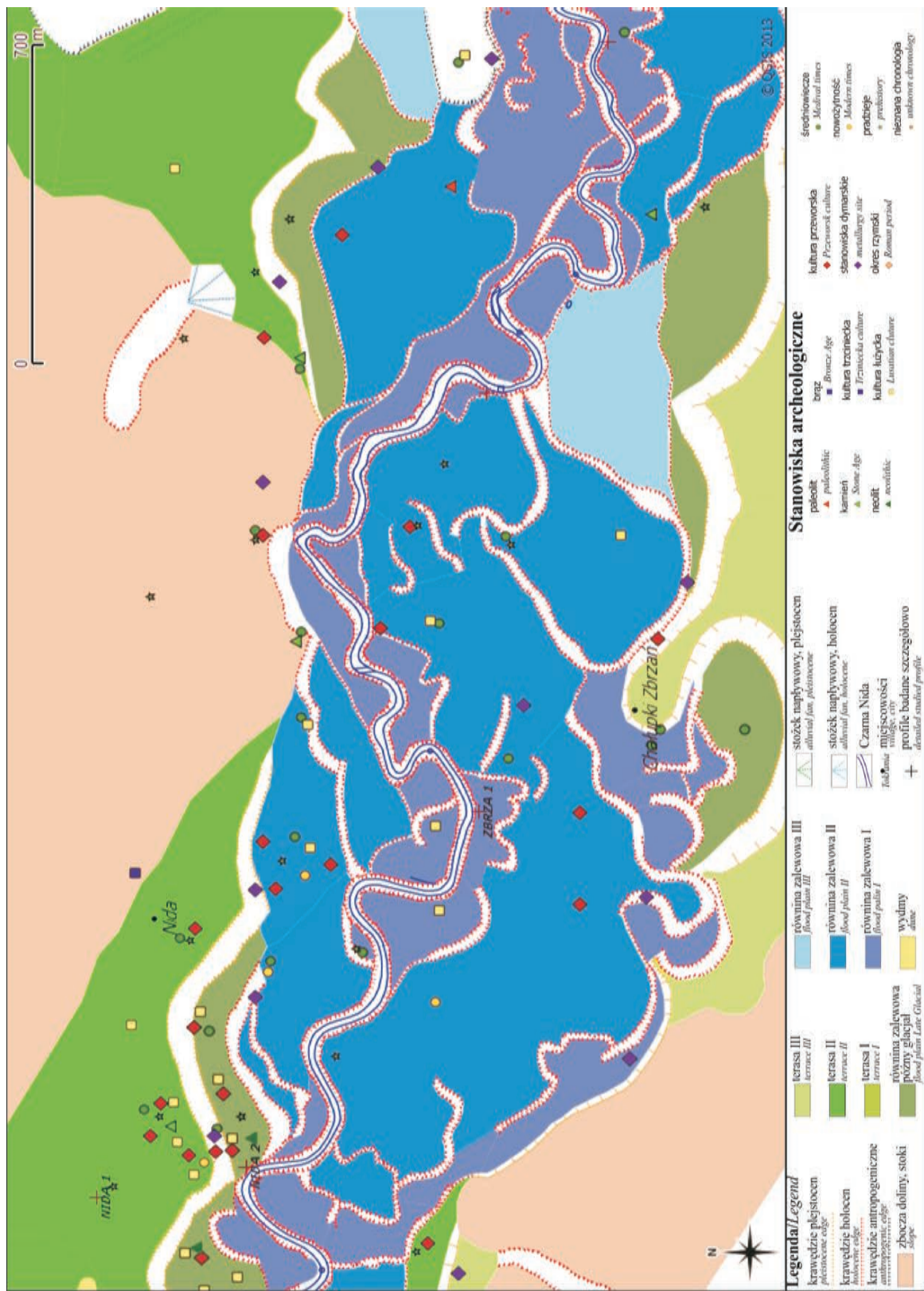
W analizowanym odcinku podobnie jak w poprzednim na równinie zalewowej występuje pełny zestaw form rozwinięcia koryta, od późnoglacialnych makromeandrów do holocenijskich systemów wielokorytowych i małych meandrów. Datowany paleomeander w Łąbędziowie należy do generacji subborealnej i zaznaczają się w nim najprawdopodobniej fazy zmywów deluwialnych, związanych z działalnością społeczeństw kultury łużyckiej i przeworskiej. Zachowany w rzeźbie system wielokorytowy powyżej Bielckich Młynów może być związany z funkcjonowaniem młynów w tej miejscowości. Poziom morfologiczny równiny zalewowej posiada różnowiekowe segmenty: późnoglacialne odsypy i starorzecza makromeandrów, mezoholoceński fragment w rejonie Bieleckich Młynów zasiedlany w okresie neolitu i brązu (kultura łużycka), subborealny (Łąbędziów) i młodsze fragmenty.

4.2. Dolina na obszarze mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Czarna Nida poniżej ujścia Morawki wpływa w obszar mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Początkowo w rejonie Morawicy przecina antyklinę radomicką, będącą częścią antykliny chęcińskiej, na tym odcinku o długości 1 km płynie w kierunku SW niemal prostolinijnym korytem. Prawie całe dno doliny zajmuje rozległa terasa, której piaszczysto-żwirowe aluwia rzeki roztokowej były datowane w profilu Brzeziny 1 na $16,75 \pm 2,51$ ka. Szerokość równiny zalewowej waha się od 200 do 500 m i w jej obrębie można wyróżnić kilka generacji małych paleomeandrów. Materiały kartograficzne z XIX w. wskazują na to, że na odcinku tym przed młynami w Chałupkach Zbrzańskich i w Morawicy rzeka była ciekim wielokorytowym, czego ślady widoczne są w morfologii również współcześnie. W rejonie kamieniołomu Morawica rzeka zmienia swój bieg na zachodni i płynie na dłuższym odcinku aż do Tokarni wzdłuż osi synkliny ostrowskiej. Szczegółowymi badania objęto tutaj trzy odcinki.

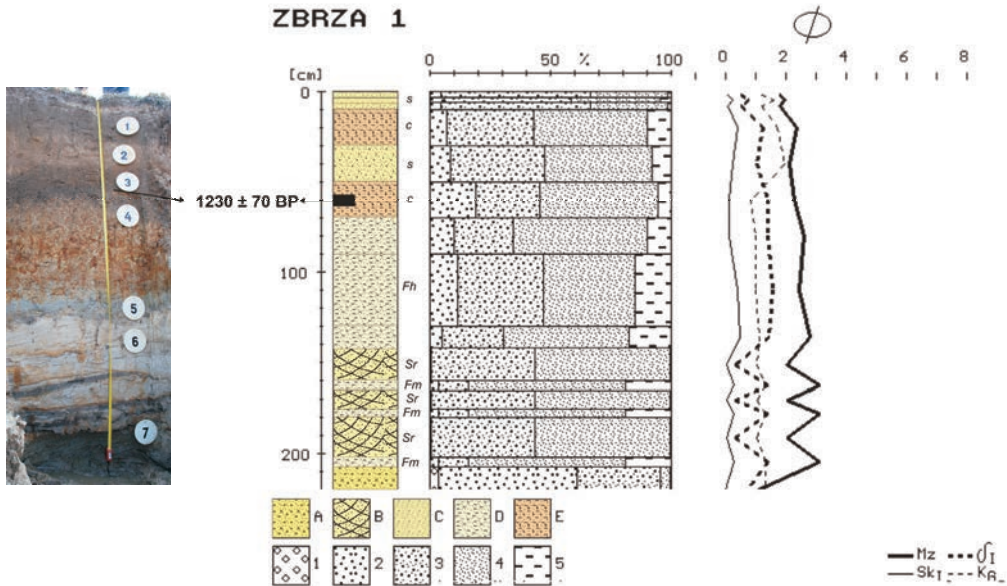
4.2.1 ODCINEK CHAŁUPKI ZBRZAŃSKIE–NIDA

Szerokość doliny ma około 1,5 km, zachowane są tutaj dwie terasy. Starsza, 10 m, na lewym południowym zboczu powyżej Chałupek Zbrzańskich opada stromą krawędzią na poziom równiny zalewowej, gdyż niemal na całej długości podcinają ją wielkie paleomeandry (ryc. 58). Jeden z nich, Chałupki Zbrzańskie, został szczegółowo rozwiercony. Podobnie jak w Kubach Młynach makromeander ma wąską strefę nurtową, około 40 m, a łóżysko rzeki ma 60 m. Miąższość wypełnienia organicznej serii dochodzi do 2 m (ryc. 62). Na wysuniętym cyplu tej terasy w Chałupkach Zbrzańskich zlokalizowane było grodzisko wczesnośredniowieczne (AZP 88–62). W obrębie równiny zalewowej występują liczne starorzecza. Materiały AZP wskazują na to, że równina zalewowa w rejonie Chałupek Zbrzańskich była zasiedlona przez społeczności kultury łużyckiej i przeworskiej, a także lokowano tutaj produkcję dymarską. Wskazuje to, że mamy tutaj zachowane segmenty równiny zalewowej z mezoholocenu (ryc. 55). Wzdłuż koryta Czarnej Nidy ciągnie się najmlodsze włożenie, w jego obrębie osady korytowe ($Mz = 2,05-0,85 \phi$ i $\delta_1 = 1,56-0,31$) przykryte są przez pozakorytowe ($Mz = 2,58-1,82 \phi$ i $\delta_1 = 1,39-0,52$), z wykształconymi dwoma glebami kopalnymi (profil Zbrza 1), dolna z nich została wydatowana na 1230 ± 30 BP (cal. 660–900 AD) (ryc. 56).



Ryc. 55. Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy, odcinek Chatupki Zbrzańskie–Nida

Fig. 55. Geomorphologic map of the Chatupki Zbrzańskie–Nida section



Ryc. 56. Analiza granulometryczna profilu równiny zalewowej Zbrza 1

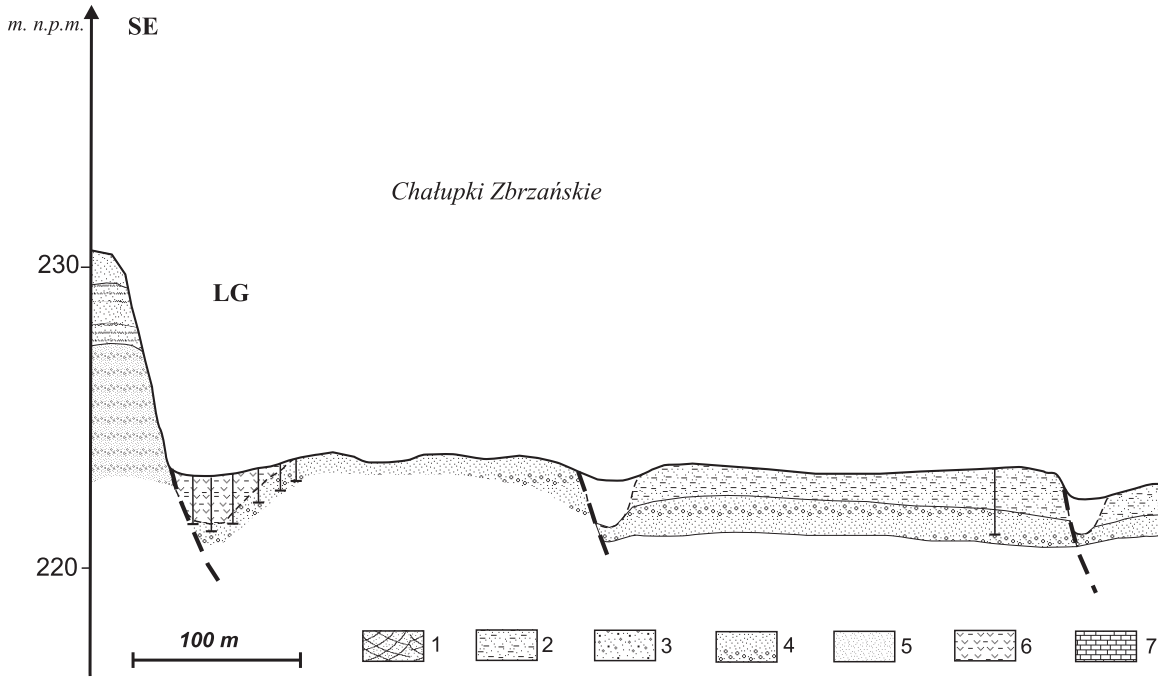
Objaśnienia A – piaski średnioziarniste, B- piaski drobno- i średnioziarniste krzyżowo warstwowane, C – piaski drobnoziarniste, D – mułki piaszczyste, E – poziom gleby kopalnej, 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste
 Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

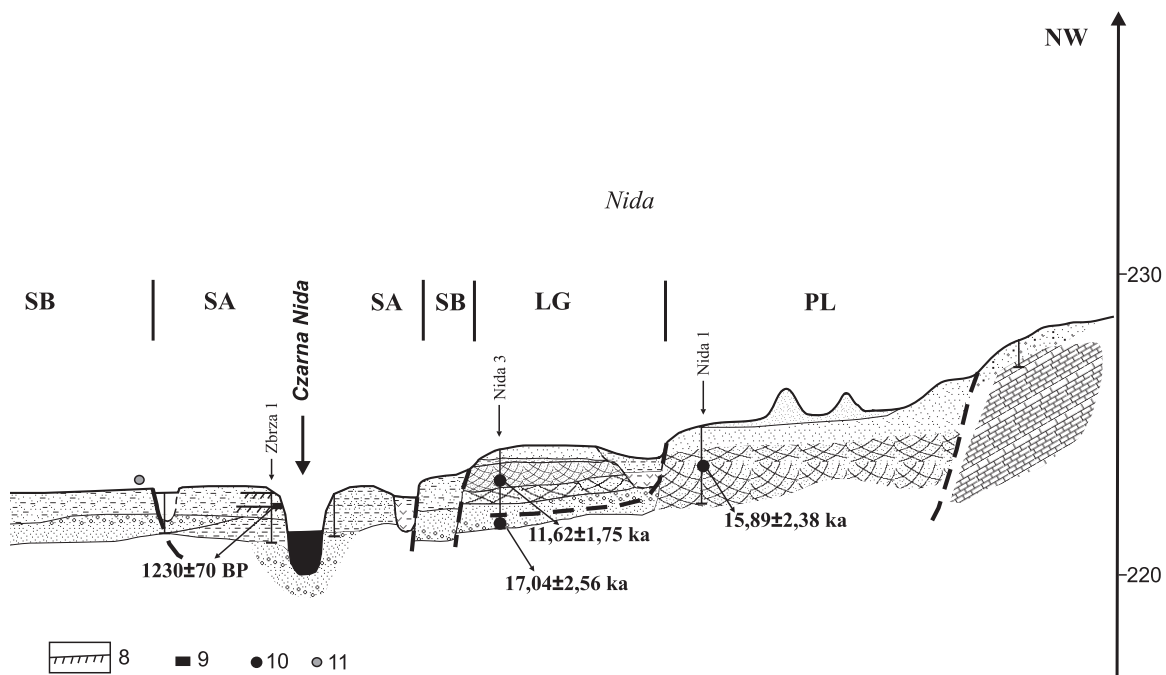
Fig. 56. Profile of floodplain sediment Zbrza 1

A – medium sand, B – cross bedded medium and fine sand, C – fine sand, D – sandy silts, E – buried soil;
 Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt
 Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

Druga niższa terasa, o wysokości 6 m, zachowana jest na prawym brzegu w rejonie wsi Nida, a jej piaszczysto-żwirowe aluwia były datowane TL na 15,89±2,38 ka (ryc. 59). Jej powierzchnia uległa zwydmienieniu najprawdopodobniej w późnym glacie, aczkolwiek procesy eoliczne były aktywne również w ostatnim stuleciu, co upamiętnia tablica pamiątkowa w kapliczce (ryc. 57).

Terasę tę podcinają wielkopromienne paleomeandry o stosunkowo małej krzywiźnie, jednak w ich obrębie występuje już wyraźne zróżnicowanie facjalne aluwioów, co wskazuje na meandrowy charakter rozwinięcia rzeki (ZIELIŃSKI 1995). Są to piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe o przekątnym warstwowaniu rynnowym, warstwowaniu przekątnym, a w górnej części o przekątnej laminacji ripplemarkowej, przewarstwione mułkami piaszczystymi (ryc. 59).





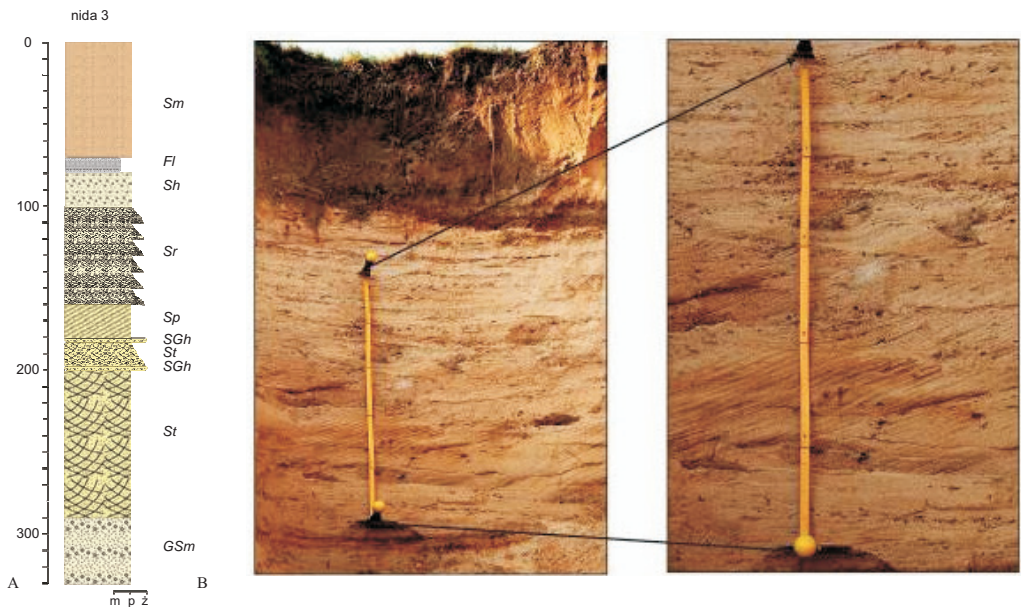
Ryc. 59. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Chalupki Zbrzańskie i Nidy
 1 – piaski krzyżowo warstwowane, 2 – mulki piaszczyste, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski ze żwirami, 5 – piaski drobnoziarniste, 6 – mulki torfiaste, 7 – wapień, 8 – gleba kopalna, 9 – datowania radiowęglowe ^{14}C , 10 – datowania termoluminescencyjne TL, 11 – stanowisko archeologiczne kultury przeworskiej;
 PL – pleniglacjał, LG – późny glacjał, PB – preboreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

Fig. 59. Schematic geological section across the flood plain near Chalupki Zbrzańskie and Nida
 1 – cross bedded sands, 2 – sandy silts, 3 – coarse and medium sands, 4 – gravels with sands, 5 – fine sands, 6 – peaty silts, 7 – limestone, 8 – buried soil, 9 – ^{14}C datings, 10 – TL (thermoluminescence) datings, 11 – archaeological site Przeworsk culture; PL – Pleniglacial, LG – Late Glacial, PB – Preboreal, B – Boreal, SB – Subboreal, SA – Subatlantic



Ryc. 57. Kapliczka w miejscowości Nida, wzniesiona na pamiątkę zadrzewienia tutejszych wydm w 1909 r.

Fig. 57. Wayside shrine in the village of Nida, built in memory of the local sand dunes woodlots in 1909



Ryc. 58. Zespoły litofacji międzyzakolowego odcinka koryta meandrującego (A) (oznaczenia litofacji wg ZIELIŃSKIEGO 1995). Fotografia osadów odsypu meandrowego (100–200 cm) (B)

Fig. 58. Lithofacies units of point bar (A) (lithofacies according to ZIELIŃSKI 1995). Photography of point bar sediment (100–200 cm) (B)

PODSUMOWANIE

W analizowanym odcinku przy zboczu doliny zachowana jest zwydmiona terasa vistuliańska, rozcięta u schyłku młodszego pleniglacjału. Początkowo rozcięcie to nie było zbyt głębokie, o czym świadczą aluwia vistuliańskie zachowane pod niższą terasą (Nida 3), i było związane prawdopodobnie z rozwinięciem roztokowym rzeki. Dopiero koncentracja koryta spowodowała głębsze wcięcie i wyprzątnięcie aluwiołów vistuliańskich. Te późnoglacialne wielkie paleomendry zachowane są w brzeżnych częściach równiny zalewowej.

Równina zalewowa składa się z różnowiekowych włożeń, z których starsze, eo- i mezoholoceny były zasiedlane w okresie łużyckim, rzymskim i we wczesnym średniowieczu. Stanowiska łużyckie położone są już w obrębie najniższego poziomu równiny zalewowej, bezpośrednio w sąsiedztwie koryta, co wskazuje na to, że fragmenty tego poziomu kształtowane były w neoholoceniu, a najstarsze jego fragmenty tworzyły się w subboreale. W obrębie najmłodszego poziomu morfologicznego również występuje szereg włożeń, z których najstarsze musi pochodzić z subborealu, gdyż na nim lokowało się osadnictwo kultury łużyckiej (np. Chałupki Zbrzańskie). Lokalizacja na nich osadnictwa oraz stref produkcyjnych może wskazywać na to, że powódzie nie zalewały dna doliny lub zalewały je bardzo rzadko. Najmłodsze włożenie (subatlantyckie) z glebami kopalnymi towarzyszy współczesnemu korytu i jest stosunkowo wąskie. Fosylizacja dolnej gleby nastąpiła po zajęciu tego obszaru przez Słowian, a kolejne wyższe gleby należy wiązać ze średniowieczem i czasami nowożytnymi. Było to najprawdopodobniej związane z antropogenicznymi zmianami środowiska, jednak fazowość powstawania gleb przykrywanych przez faćę powodziową może nawiązywać do zmian klimatycznych małej epoki lodowej.

4.2.2. ODCINEK OSTRÓW–ŁAZISKA

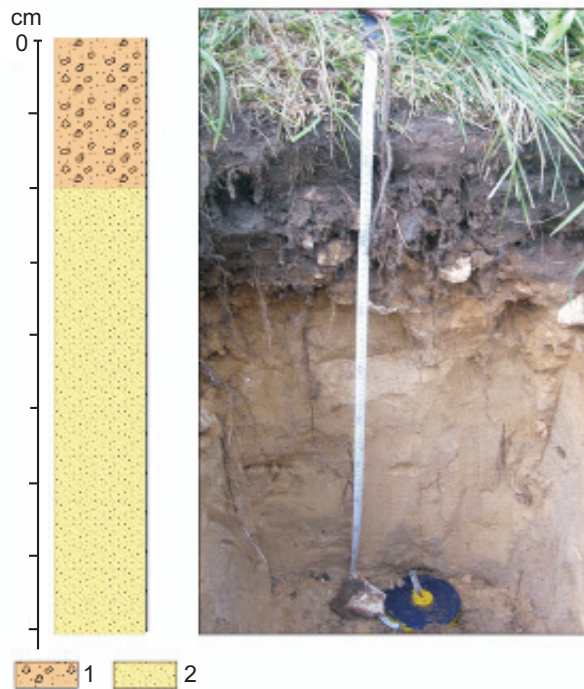
Pomiędzy Morawicą a Ostrowem spadek doliny jest bardzo mały i wynosi 0,98‰, a wskaźnik rozwinięcia koryta wynosi 1,31. W analizowanym odcinku na lewym brzegu zachowana jest 9–10 m terasa w postaci wąskiej kilkunastometrowej listwy na zboczu doliny, która ku zachodowi rozszerza się i tworzy cypel w widłach Czarnej Nidy i lewobrzeżnego dopływu w Ostrowie. Piaszczysto-żwirowe aluwia tej terasy przykryte są na listwie przyboczowej gruzowymi osadami stokowymi (ryc. 60, 61).

Po drugiej stronie doliny zachowana jest rozległa terasa vistuliańska (ryc. 64), której szerokość dochodzi do 0,5 km, jest to kontynuacja terasy ze wsi Nida (ryc. 62,63).



Ryc. 60. Listwa terasy III (10 m) koło Ostrowa

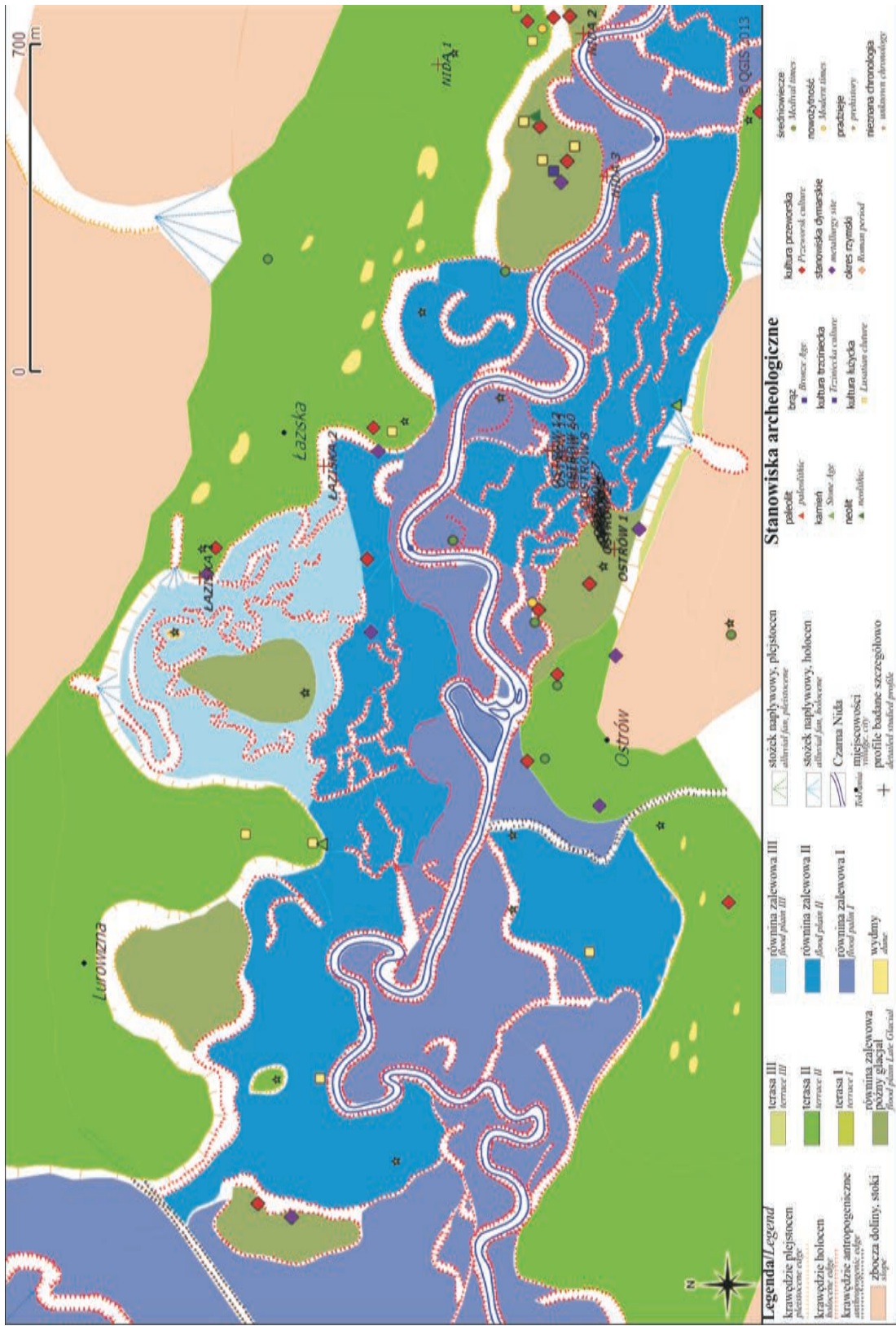
Fig. 60. Narrow strip of the terrace III (10 m) near Ostrów



Ryc. 61. Profil terasy 10-m koło Ostrowa

1 – gruzowe osady stokowe, 2 – piaski ze żwirami (aluwium)

Fig. 61. Profile of the terrace III (10 m) near Ostrów
1 – rubble diluvium, 2 – sand with gravel (alluvium)



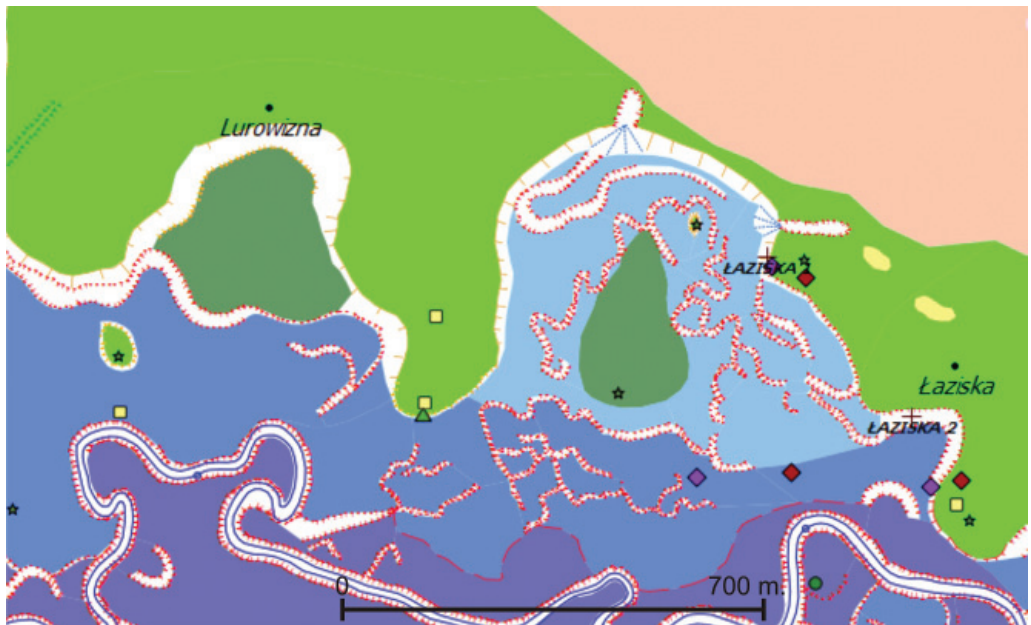
Ryc. 62. Mapa geomorfologiczna doliny Czamej Nidy, odcinek Ostrów-Laziska

Fig. 62. Geomorphologic map of the Ostrów-Laziska section



Ryc. 64. Terasa vistuliańska w rejonie Łazisk i piaszczysty profil tej terasy

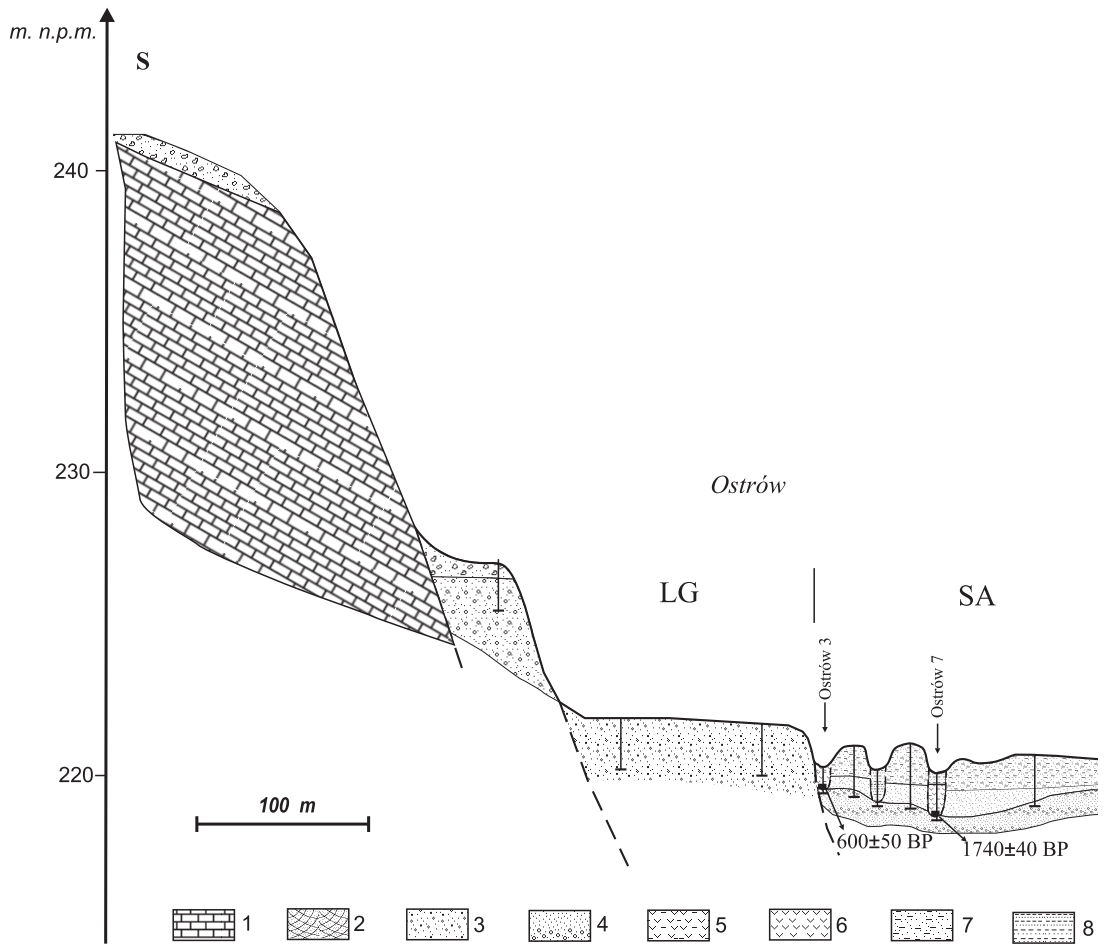
Fig. 64. Vistulian terrace near Łaziska and its sandy profile

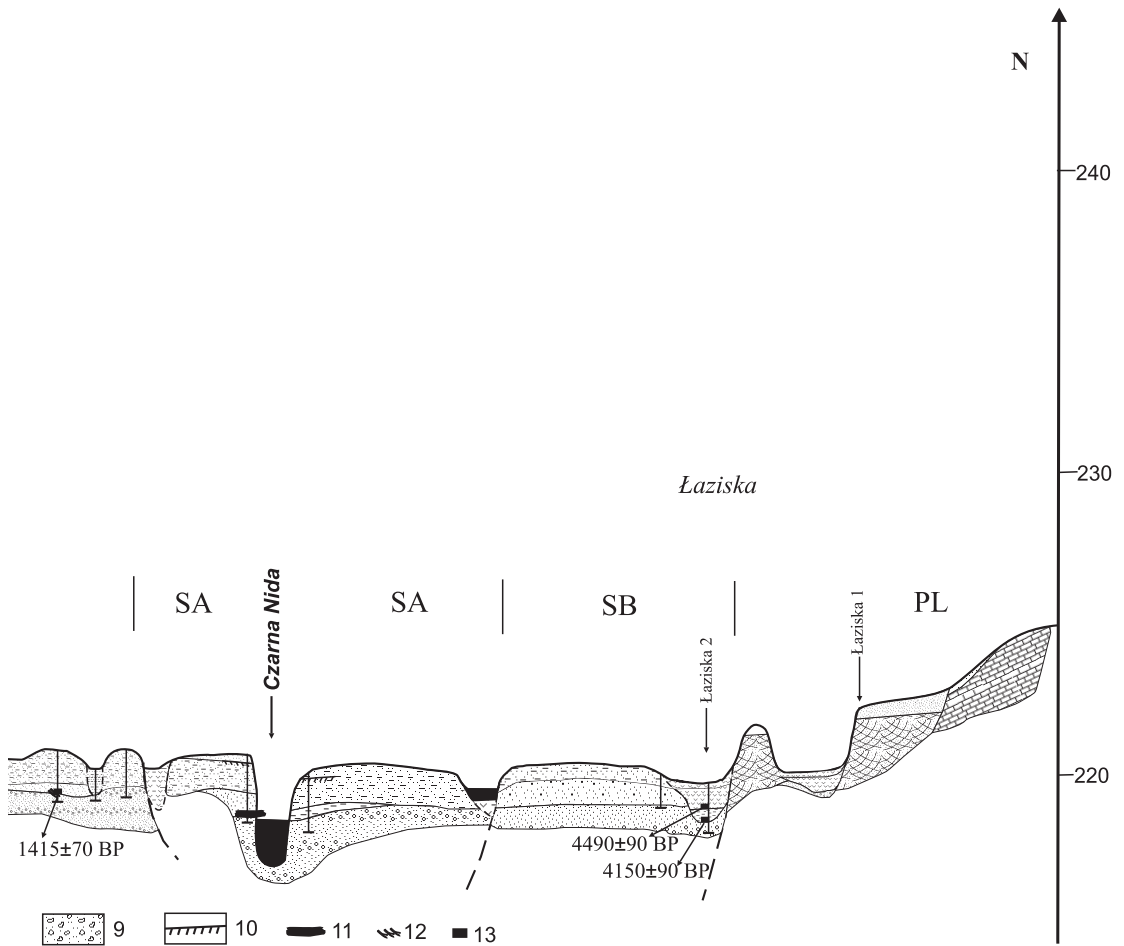


Ryc. 65. Wycinek mapy geomorfologicznej w rejonie Łazisk (objaśnienia jak w ryc. 62)

Fig. 65. Segment of geomorphological map near Łaziska (explanations on fig. 62)

Terasę tę podcinają dwa wielkie paleomeandry Łaziska 1 i Lurowizna (ryc. 65). Szerokość ich koryt waha się od 42 do 35 m, promień krzywizny 145–130 m, a szerokość meandrów 380–320 m. W obrębie ich odsypów występują pagóry meandrowe, będące relikdami terasy vistuliańskiej, zbudowane ze żwirowo-piaszczystych aluwii, w stropie przekształconych eolicznie. Na nich znajdują się ślady osadnictwa pradziejowego (AZP 88–62) (ryc. 61, 65). Wyższe strefy odsypów tych makromeandrów były zasiedlane przez ludność kultur łużyckiej i przeworskiej. Systemy makromeandrów były powtórnie wykorzystywane i przekształcane również w holocenie, gdyż w ich obrębie występują systemy bardzo krętych paleomeandrów o bardzo małych parametrach. Na młodszym etapie paleomeander Łaziska 1 został częściowo zasypywany małymi stożkami napływowymi u wylotu dolinek fluwialno-denudacyjnych rozcinających vistuliańską terasę.





Ryc. 63. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Ostrow-Łaziska

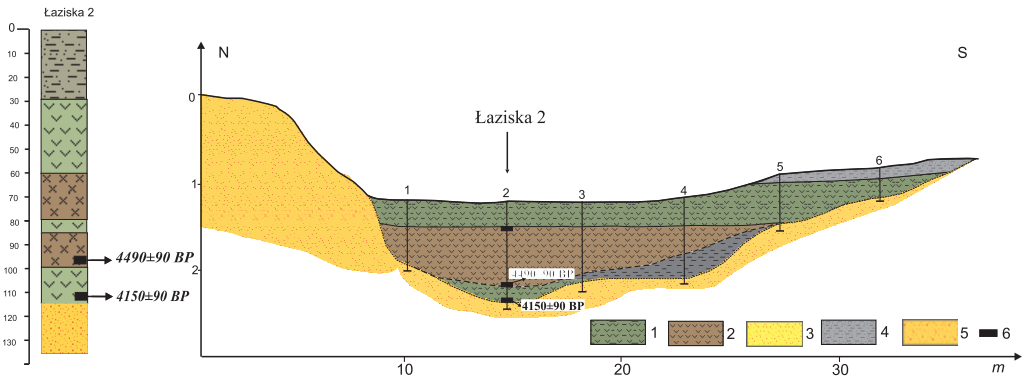
1 – wapień, 2 – piaski krzyżowo warstwowane, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski ze żwirami, 5 – mulki torfiaste, 6 – torfy, 7 – mulki piaszczyste, 8 – mulki, 9 – osady stokowe, 10 – gleba kopalna, 11 – subfossilny pień, 12 – siewzka roślinna, 13 – datowania radiowęglowe ^{14}C ; PL – pleniglacjał, LG – późny glacjał, PB – preboreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

Fig. 63. Schematic geological section across the floodplain near Ostrow – Łaziska

1 – limestone, 2 – cross bedded sands, 3 – medium and coarse sands, 4 – gravels with sands, 5 – peaty silts, 6 – peats, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – slope deposit, 10 – buried soil, 11 – subfossil tree, 12 – branches and detritus, 13 – ^{14}C datings; PL – Pleniglacial, LG – Late Glacial, PB – Preboreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

PALEOMEANDER ŁAZISKA 2

Stanowisko położone jest na wschód od markomeandru Łaziska 1. Paleomeander podcina terasę vistuliańską. Ma promień 55 m, szerokość 100 m, a szerokość koryta wynosi około 20 m. Meander został odcięty około 4500 lat temu, co potwierdzają daty radiowęglowe ze spągu wypełnienia (ryc. 66). W wypełnieniu o miąższości 110 cm można wyróżnić dwa ogniwa, dolne organiczne i górne, mułkowo-piaszczyste, o miąższości 30 cm. Wskazuje to na zmianę typu sedymentacji prawdopodobnie w ostatnich stuleciach. Włózenie subborealne podcinają paleomeandry subatlantyckie o bardzo małych parametrach, a w najmłodszych znajdują się jeziora. Towarzyszą one współczesnemu korytu.



Ryc. 66. Przekrój przez paleomeander Łaziska 2

1 – mułki torfiaste, 2 – torfy, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – mułki piaszczyste, 5 – piaski średnio- i gruboziarniste, 6 – datowania ^{14}C

Fig. 66. Cross section of the palaeomeander at Łaziska 2

1 – peaty silts, 2 – peats, 3 – fine sands, 4 – sandy silts, 5 – medium and coarse sands, 6 – ^{14}C datings

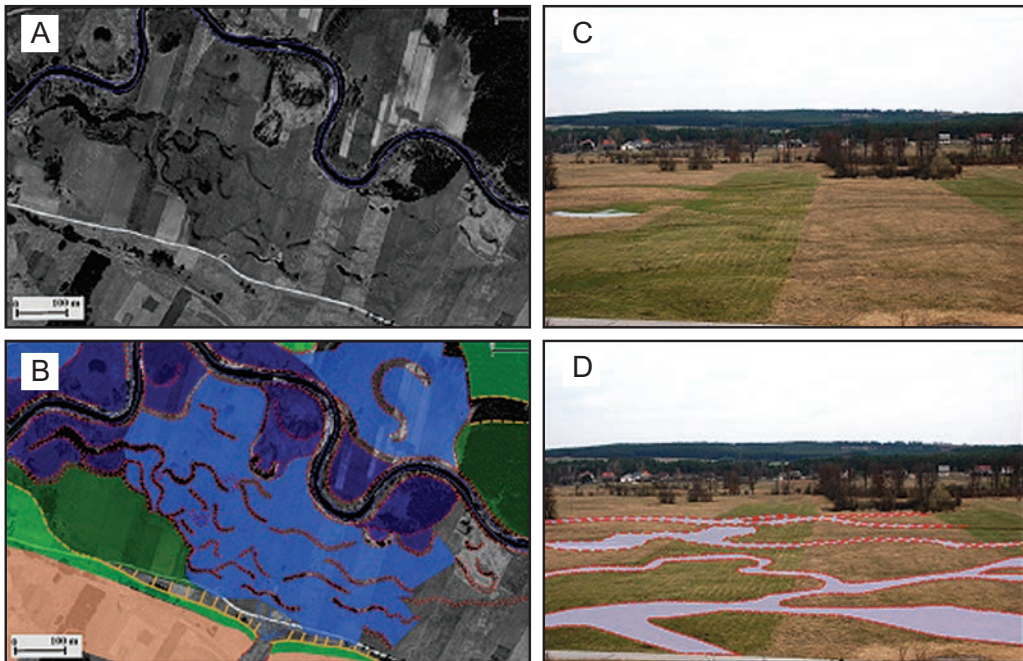
W omawianym odcinku na znacznych fragmentach dna zachowane są systemy wielokorytowe. Szczegółowo rozpoznany został fragment dna doliny położony na lewym brzegu, powyżej wsi Ostrów (ryc. 66).

SYSTEM WIELOKORYTOWY W OSTROWIE

System wielokorytowy położony jest na wschód od wsi Ostrów i zachowany na długości około 1 km. Tworzy je system dobrze czytelnych w morfologii, krzyżujących się ze sobą koryt o szerokości kilku metrów, o krętym lub prostoliniowym przebiegu (ryc. 67).

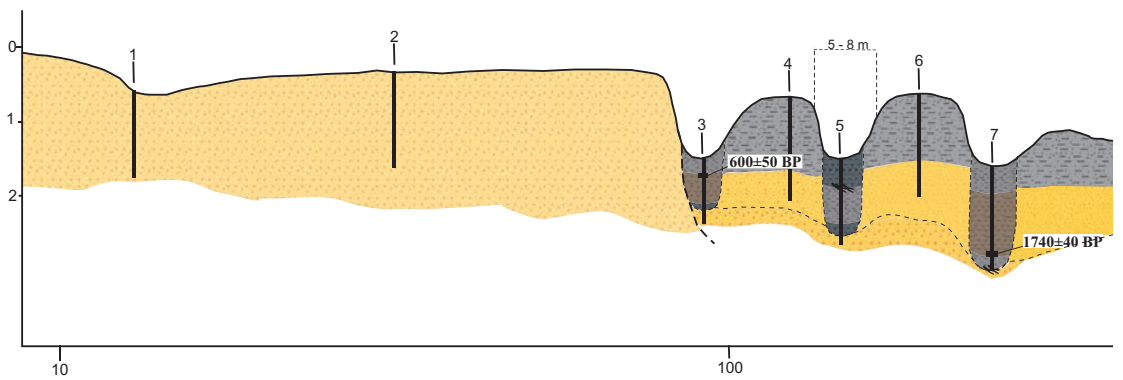
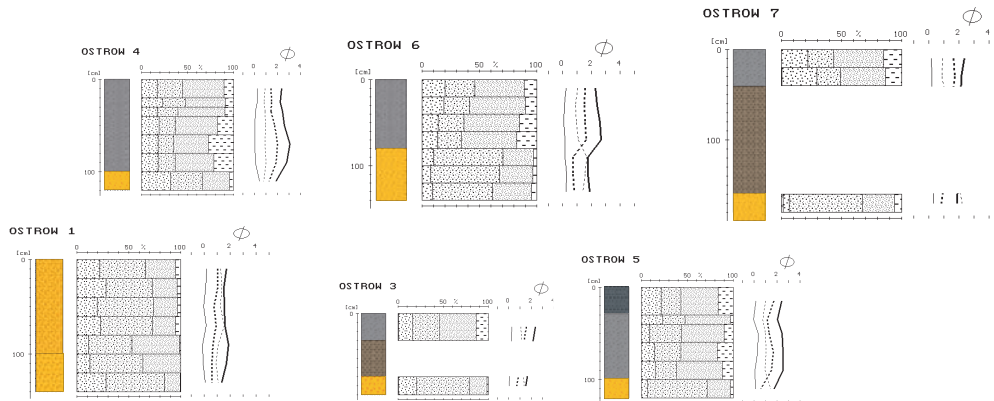
Przy zboczu doliny system wielokorytowy podcina fragment poziomego piaszczystego z pojedynczymi żwirkami, którego wysokość i budowa wskazuje, że jest fragmentem dna doliny z okresu funkcjonowania wielkich paleomeandrów. Wielokorytowy

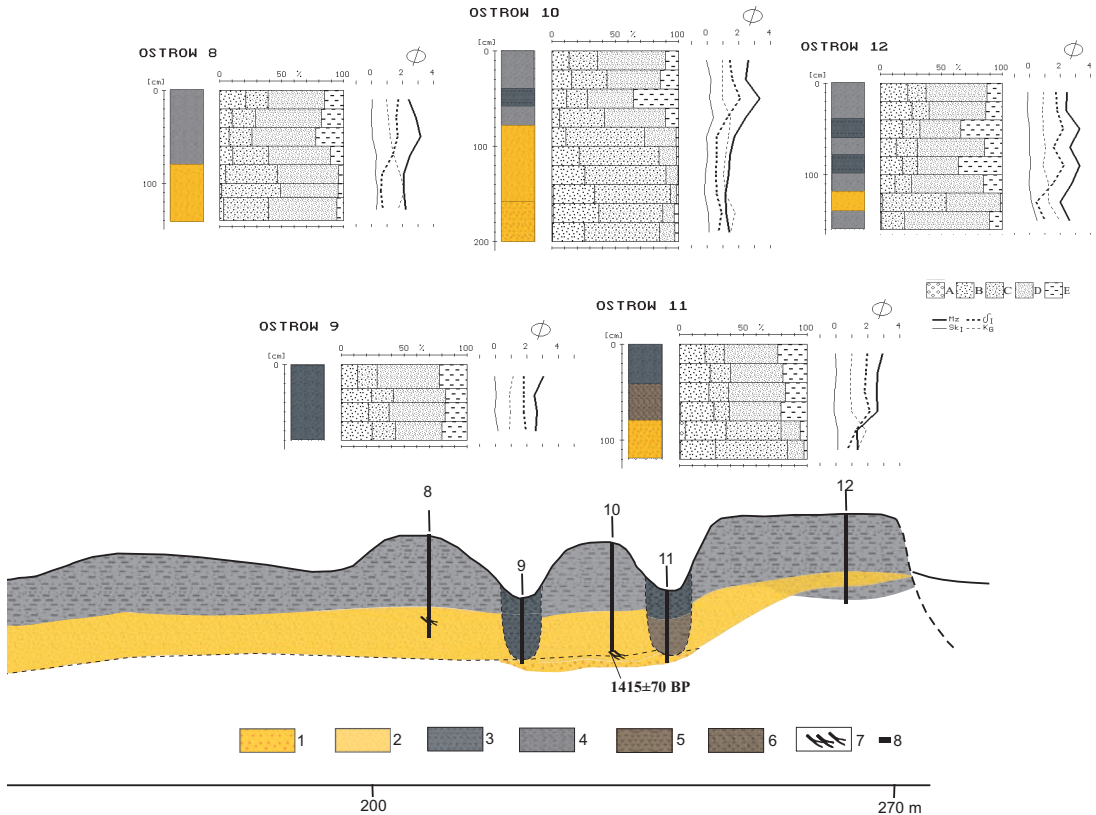
segment równiny zlewowej zbudowany jest z piaszczystych osadów ($Mz = 3,13-2,05 \phi$ i $\delta_1 = 0,31-1,56$), przykrytych przez mułki piaszczyste o miąższości 1–1,50 m (ryc. 68). Szczątki organiczne z górnej części serii piaszczystej zostały wydатовane na 1415 ± 70 BP (cal. 530–780AD). Paleokoryta są wypełnione seriami mułkowo-organicznymi o miąższości od 70 cm do 150 cm oraz zawartości materii organicznej 28,8–54,8% (Ostrów 3) i 48,4–44,8% (Ostrów 7). Spągi dwóch z nich zostały wydатовane, starsze i głębsze 1740 ± 40 BP (cal. 210–410AD), i młodsze 600 ± 50 BP (cal. 1280–1420 AD). Fragment wielokorytowy podcinają od północy małe paleomeandry, subatlantyckie, towarzyszące współczesnej rzece.



Ryc. 67. System wielokorytowy koło Ostrowa (zdjęcia lotnicze 1969 r.) (A), mapa geomorfologiczna (B), widok w terenie (C), rekonstrukcja koryt (D)

Fig. 67. Palaeochannels of multichannel system near Ostrow (aerial photographs 1969) (A), geomorphological map (B), view in the field (C), reconstruction (D)





Ryc. 68. Przekrój przez fragment równiny zalewowej koło Ostrowa z zachowanym systemem wielokorytowym oraz profile z analizami granulometrycznymi i wskaźniki uziarnienia

Objaśnienia: 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski różnoziarniste, 3 – mułki piaszczyste, 4 – piaski zailone, 5 – mułki torfiaste, 6 – torfy, 7 – sieczka organiczna; A – piaski średnioziarniste, B – piaski średnioziarniste, C – piaski drobnoziarniste, D – mułki

Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 68. Cross section across valley bottom with remains of multichannel system near Ostrów and profiles with granulometry analysis

1 – gravel with sands, 2 – sands, 3 – silts, 4 – sandy silts, 5 – peaty silts and silty peats, 6 – peat, 7 – branches and detritus, 8 – subfossil tree; A – gravels, B – medium sands, C – fine grained sands, D – silty sands Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

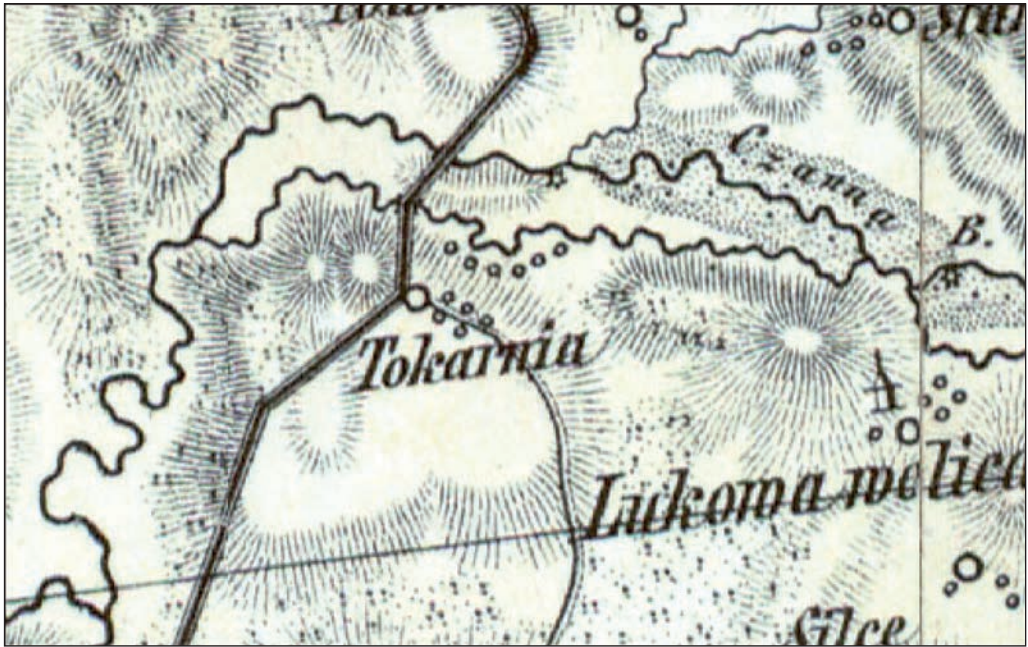
PODSUMOWANIE

W analizowanym odcinku zachowane są dwie terasy, przy czym niemal połowę szerokości doliny zajmuje zwydmiona terasa vistuliańska. Podcinają je wielkie późnoglacialne paleomeandry, których lateralna migracja doprowadziła do odcięcia fragmentów tej terasy, które współcześnie tworzą pagóry meandrowe na równinie zalewowej. Pagóry meandrowe, jak i strefy odsypów późnoglacialnych, zasiedlane były przez ludność prehistoryczną. Wielkie paleomeandry były wtórnie wykorzystywane w okresie holocenu, o czym świadczą występujące w ich obrębie systemy drobnych paleomeandrów. W okresie subborealnym rzeka miała rozwinięcie meandrowe, a zmiany koryta datowane są na około 4500 lat. Systemy wielokorytowe w rejonie Ostrowa, w przeciwieństwie do Kubów Młynów, pochodzą z neoholocenu i ze względu na budowę mają charakter rzeki rozgałęzionej (anabranching). W czasie ich funkcjonowania, w okresie rzymskim i średniowieczu, występowała tendencja do agradacji. Segment subborealny i subatlantycki, wielokorytowy, podcinają bardzo małe subatlantyckie paleomeandry, w których współcześnie występują jeziora starorzeczne. Datowania systemu wielokorytowego w Ostrowie wskazują na to, że paleomeandry towarzyszące współczesnej rzece muszą pochodzić z ostatnich stuleci, a o ich młodości świadczą również zbiorniki wodne w ich obrębie.

4.2.3. ODCINEK UJŚCIE BOBRZY–WOLICA

Odcinek poniżej ujścia Bobrzy ma długość około 2 km, wskaźnik krętości koryta jest tutaj wysoki i wynosi 1,6, a spadek 1,25‰.

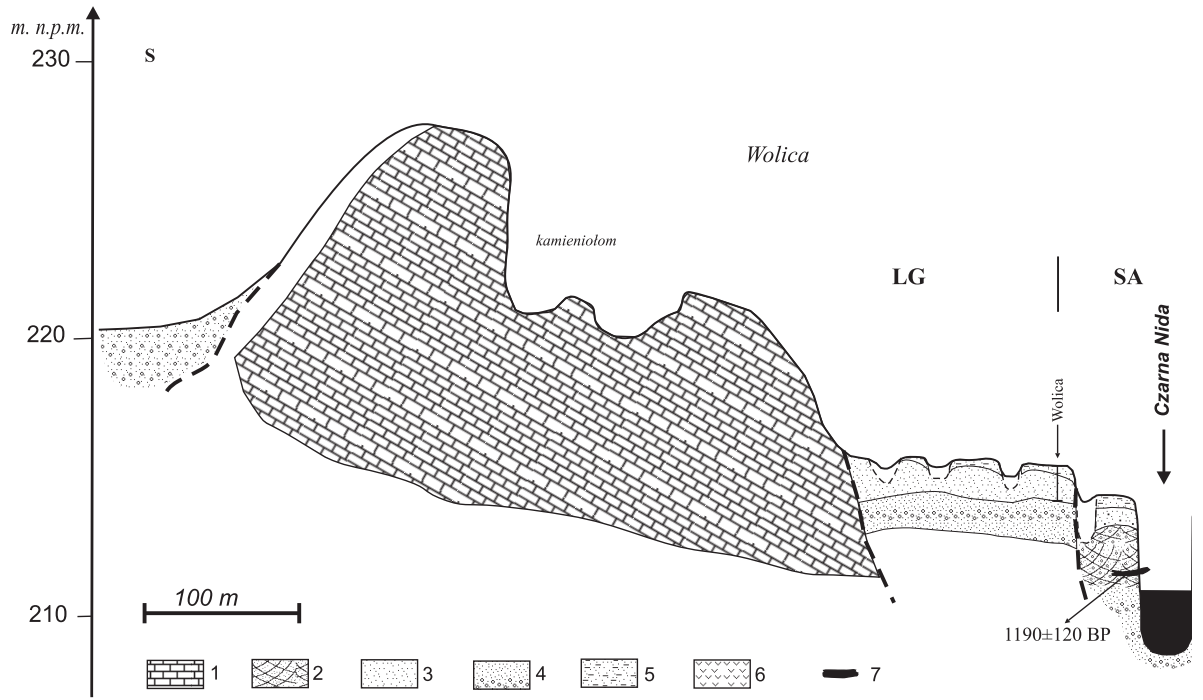
Na kilometrowym odcinku bezpośrednio u wylotu doliny Bobrzy następowały bardzo wyraźne zmiany przebiegu cieków w ostatnich stuleciach. Materiały kartograficzne z XIX w. wskazują na to, że pierwotnie obie rzeki płynęły przez około kilometr równolegle do siebie, pod północnym i południowym zboczem doliny. Łączyły się one w rejonie kamieniołomu w Wolicy. Na przełomie lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych XX w. doszło do połączenia Czarnej Nidy z Bobrzą systemem dwóch zakoli na odcinku około 200 m, w efekcie którego najniższy odcinek Bobrzy stał się głównym korytem Czarnej Nidy. Dotychczasowe główne koryto Czarnej Nidy wzdłuż południowego zbocza doliny stało się korytem drugorzędym. Materiały kartograficzne z XIX w. wskazują także na to, że poniżej połączenia Bobrzy i Czarnej Nidy, ta ostatnia aż do końca XIX w. była rzeką wielokorytową, a później głównym korytem rzeki stało się jej północne ramię (ryc. 69).

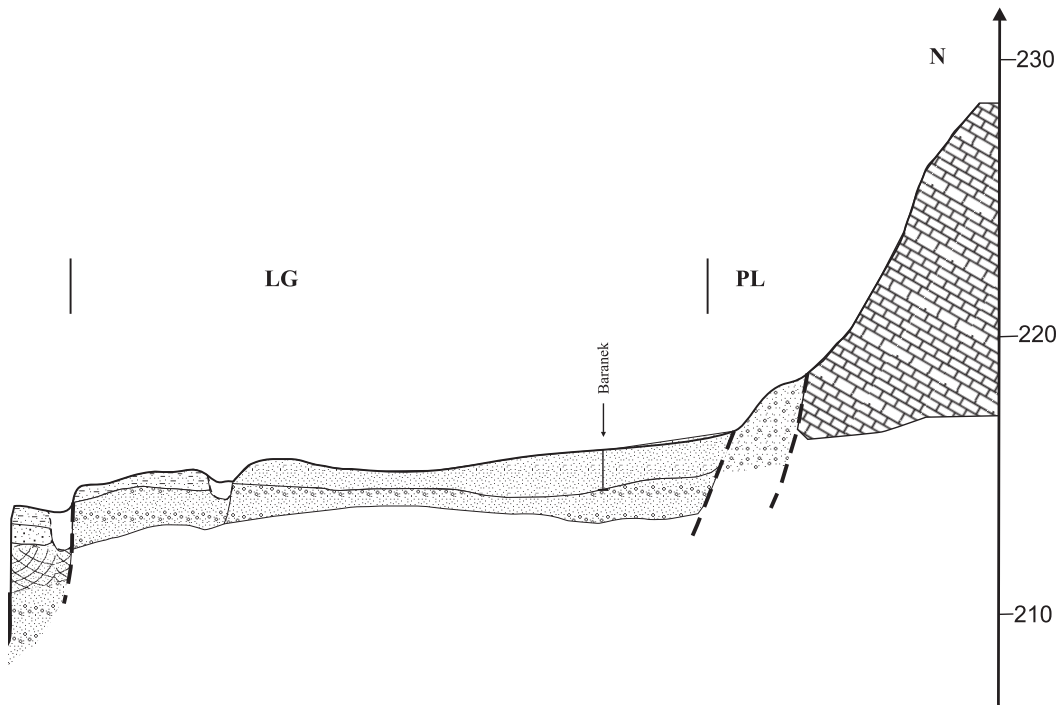


Ryc. 69. Wycinek mapy REYMANNS SPECIAL-KARTE 154A Kielce (1872 r.) w skali 1:200 000

Fig. 69. Segment of the REYMANNS SPECIAL-KARTE 154A Kielce (1872), scale 1:200 000

Najwyższym poziomem terasowym zachowanym na tym odcinku jest terasa o wysokości 6 m na lewym brzegu między Wolicą a Tokarnią i na prawym brzegu poniżej Podzamcza. Poziom jest zbudowany z piasków ($Mz = 2,39-0,34 \phi$ i $\delta_1 = 0,35-1,53$). Profil reprezentujący ten poziom został wykonany na terenie kopalni Baranek (ryc. 72) (NOWAK 2012).



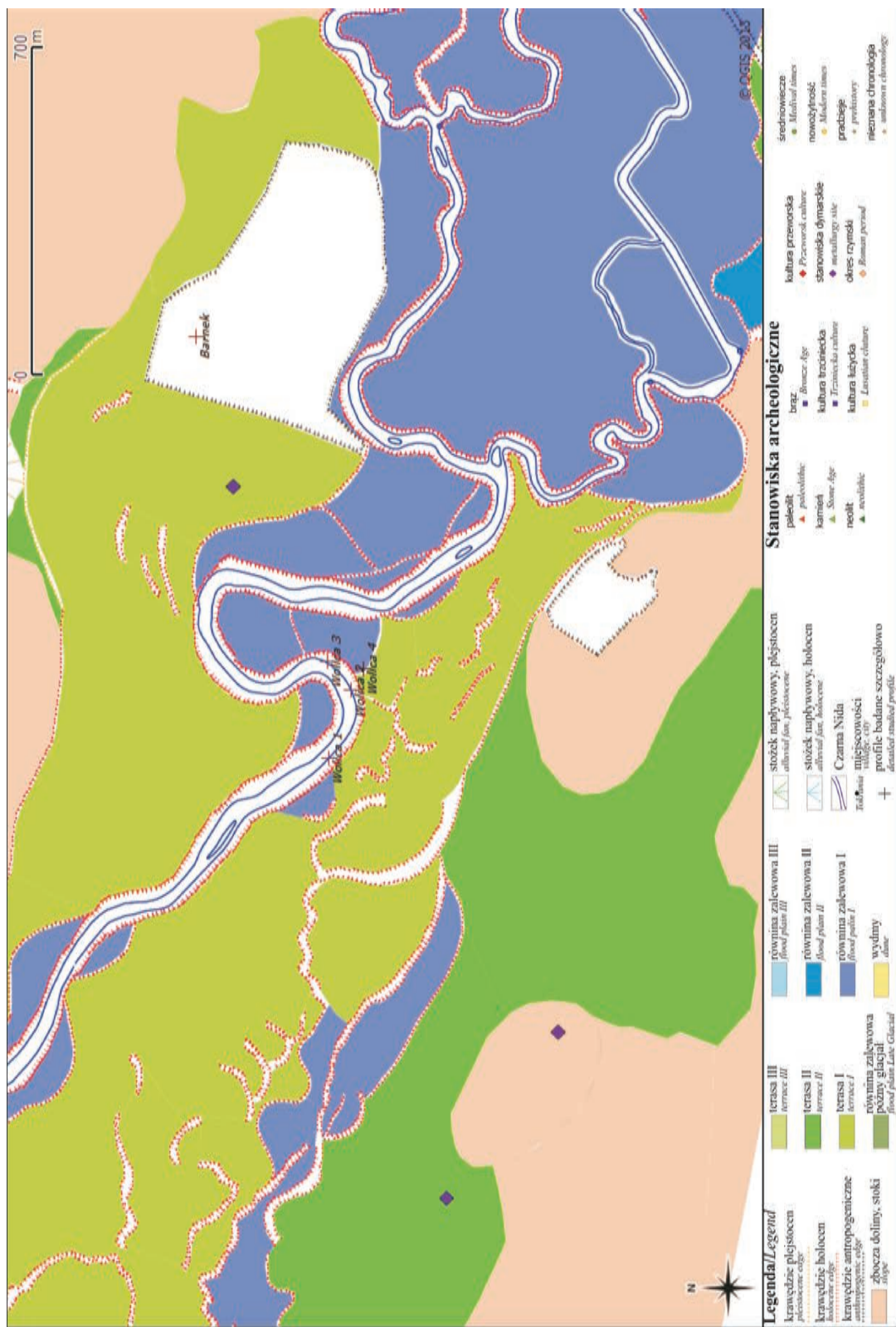


Ryc. 70. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Wolicy

1 – wapień, 2 – piaski krzyżowo warstwowane, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski ze żwirami, 5 – mulki piaszczyste, 6 – mulki torfiaste, 7 – subfosylny pień; PL – pleniglacjał, LG – późny glacjał, PB – preboreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

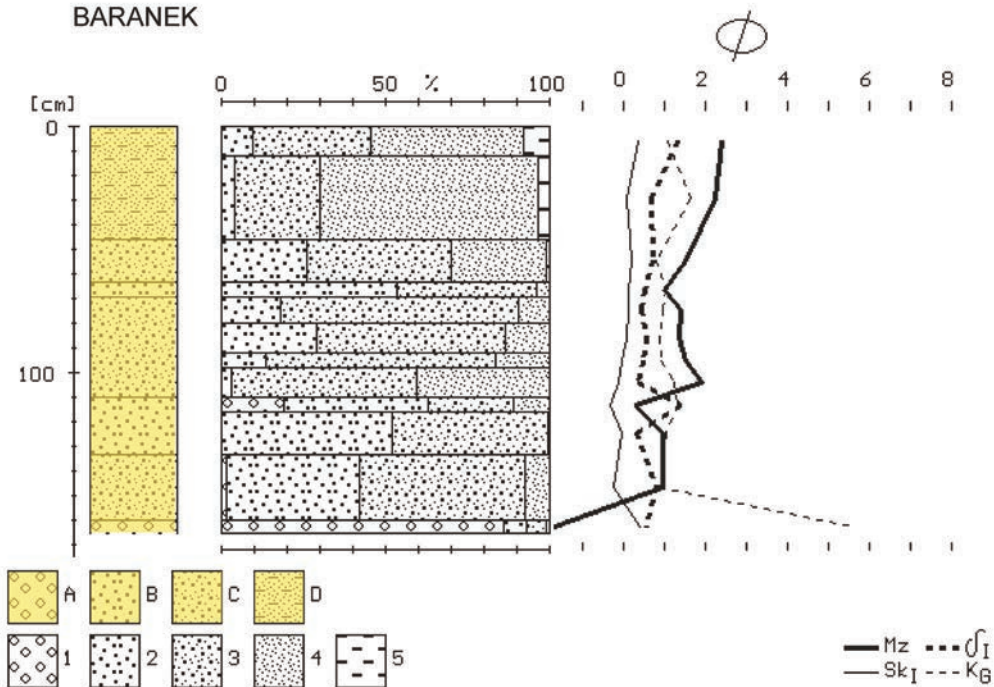
Fig. 70. Schematic geological section across the floodplain near Wolica

1 – limestone, 2 – cross bedded sands, 3 – coarse and medium sands, 4 – gravels with sands, 5 – silty sands, 6 – peaty silts, 7 – subfossil tree; PL – Pleniglacial, LG – Late Glacial, PB – Preboreal, SB – Subboreal, SA – Subatlantic



Ryc. 71. Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy, odcinek ujście Bobrzy–Wolica

Fig. 71. Geomorphologic map of the river Bobrzy–Wolica section



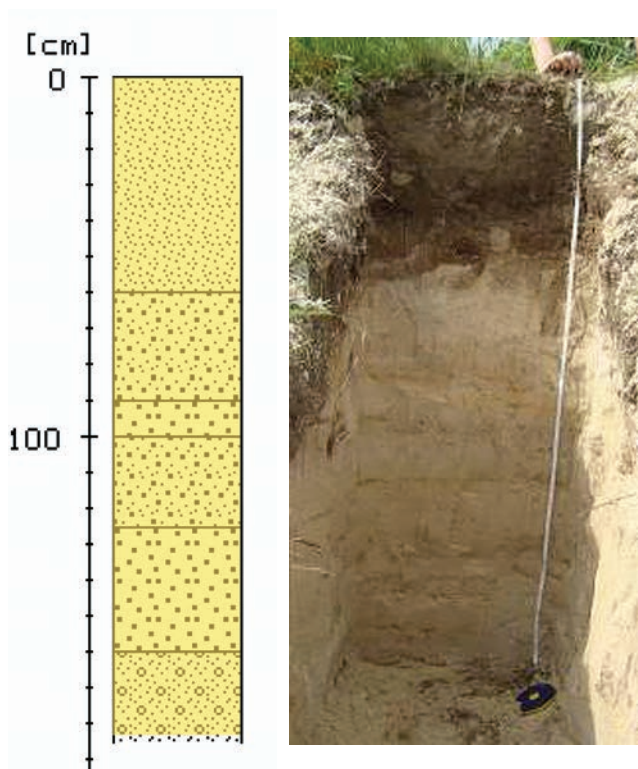
Ryc. 72. Profil terasy 6-m (vistuliańskiej) Baranek (NOWAK 2012)

Objaśnienia: A – piaski średnioziarniste, B – piaski drobno- i średnioziarniste krzyżowo warstwowane, C – piaski drobnoziarniste, D – mułki piaszczyste, E – poziom gleby kopalnej, 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste
 Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 72. Profile of Vistulian terrace 6 m Baranek (NOWAK 2012)

A – medium sand, B – medium and fine sand, C – fine sand, D – sandy silts, E – buried soil; Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt.
 Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ – standard deviation (sorting), Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

Cechą charakterystyczną dla tego odcinka jest rozległy poziom wzniesiony około 4 m nad poziom rzeki, zachowany zarówno w północnej jak i południowej części dna doliny (ryc. 73). Na znacznym odcinku zajmuje on niemal całe dno. Na poziomie tym występują ślady system wielokorytowego, prawdopodobnie roztokowego, gdyż odsłonięcia tego poziomu na obu brzegach wskazują na to, że budują go aluwia piaszczyste rzeki dzikiej (ryc. 73). Dotychczas brak jest datowań TL pozwalających na jednoznaczne ustalenie wieku tego poziomu, jednakże jest on niższy niż teras piaszczystych zachowanych powyżej ujścia Bobrzy i datowanych na maksimum ostatniego zlodowacenia. Najprawdopodobniej musi on pochodzić ze schyłku młodszego pleniglacjału, ewentualnie z przełomu młodszego pleniglacjału i późnego glacjału, a piaszczyste aluwia w znacznym stopniu były prawdopodobnie dostarczane przez Bobrzę.



Ryc. 73. Profil piaszczystej terasy 4-m koło Wolicy

Fig. 73. Profile of sandy terrace 4 m near Wolica

Koryto Czarnej Nidy, spychane przez Bobrzę ku południowemu zboczu doliny, stworzyło holocenijską strefę ciągnącą się pomiędzy terasą 6-m i terasą 4-m. Jego szerokość osiąga 100–200 m, a w morfologii zachowało się szereg krętych koryt o bardzo małych parametrach, wskazujących na to, że formowała je rzeka wielokorytowa.

Piaszczyste osady odsłaniające się w górnej części aluwów do 1 m – nie pozwalają jednoznacznie odpowiedzieć na pytanie, czy jest to włożenie, czy mamy do czynienia z korytami powodziowymi, które w nieznacznym stopniu rozmyły piaszczyste aluwia poziomu 4 m (ryc. 70).

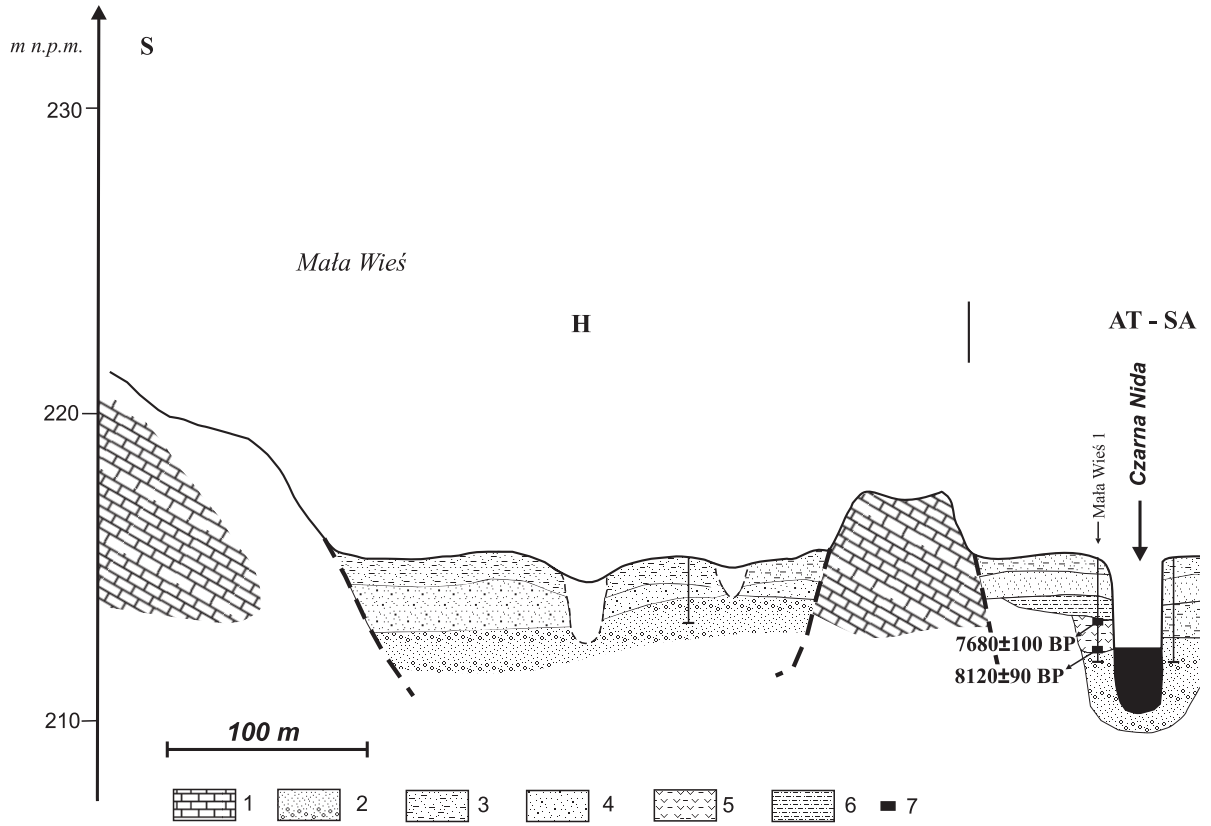
Holocenijskie aluwia towarzyszą współczesnemu korytu rzeki, osiągając nieznaczną szerokość, maksymalnie do 200 m, a w najbardziej prostoliniowych odcinkach brak jest tego włożenia. Wysokości tego poziomu wynosi 3 m (ryc. 74).

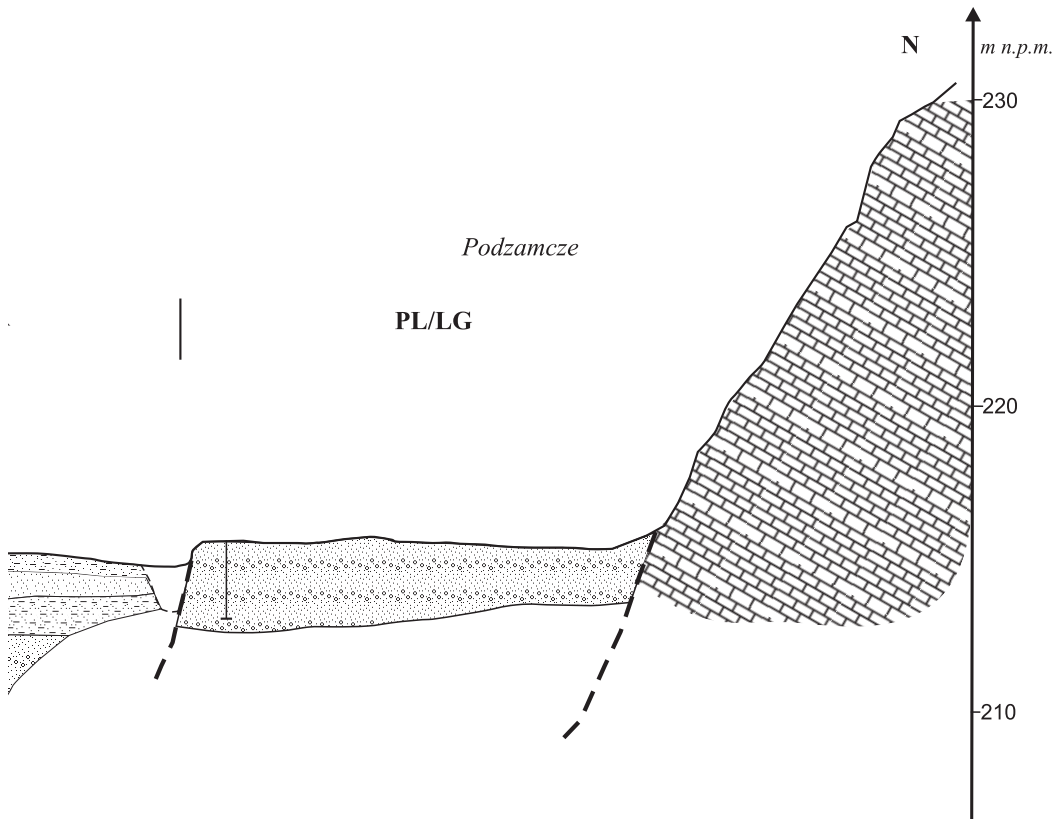


Ryc. 74. Czarna Nida w rejonie Wolicy

Fig. 74. Czarna Nida near Wolica

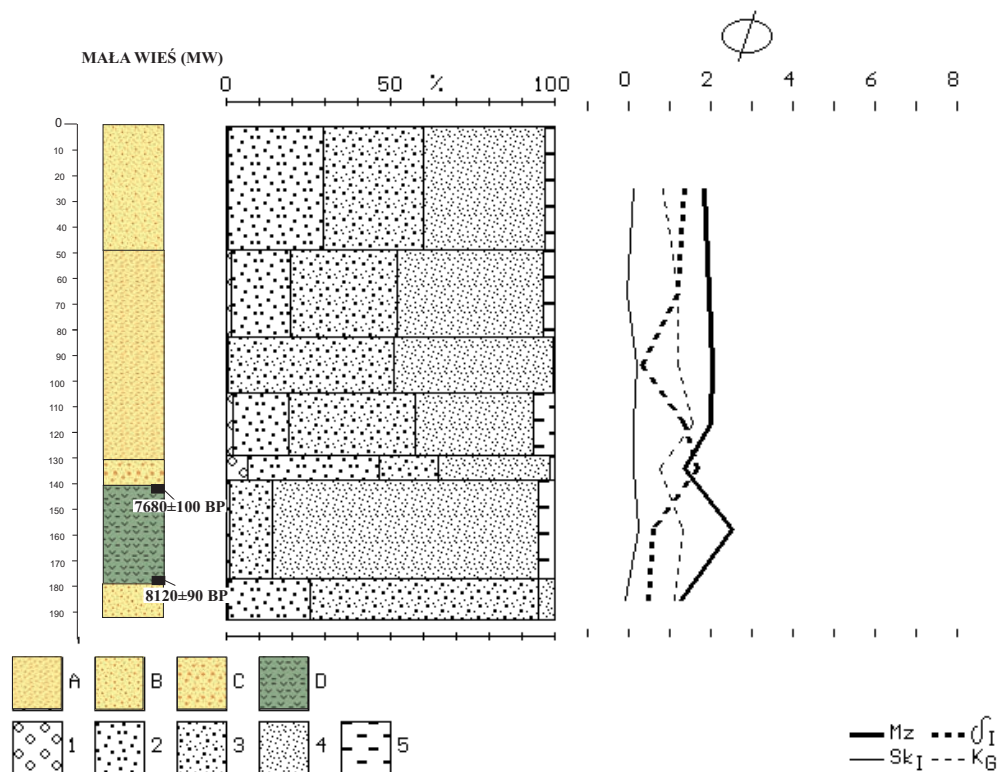
W profilu Mała Wieś stwierdzone zostało organiczne wypełnienie kopalnego starorzecza, odciętego 8120 ± 90 BP (cal. 7450–6750 BC) (ryc. 75). Akumulacja torfów zakończyła się 7680 ± 100 BP (cal. 6610–6230 BC) wsypaniem do starorzecza wkładki piaszczysto-żwirowej. Powyżej starorzecze było wypełniane mułkami piaszczystymi, górne 80 cm profilu to piaszczyste i piaszczysto-żwirowe deluwia, zmywane do starorzecza z krawędzi poziomu 4 m, pod krawędzią którego występowało to starorzecze (ryc. 76). Współczesna lateralna migracja Czarnej Nidy doprowadziła do niemal całkowitego zniszczenia włożenia holoceńskiego, które zachowało się w szczątkowej postaci przy poziomie 4 m. W osadach korytowych na głębokości 3 m występują liczne subfossylne pnie bez kory i warstwy bielastej, co może wskazywać na to, że były redeponowane (por. KALICKI, KRĄPIEC 1994, 1995). W tym rejonie w podobnej pozycji LINDNER (1977) datował czarny dąb na 1190 ± 120 BP (cal. 600–1150 AD) (ryc. 71). Z opisu LINDNERA (1977) wynika, że część drzew zalegała na granicy osadów korytowych i pozakorytowych, co mogłoby wskazywać na ich pozycje *in situ* (por. KALICKI, KRĄPIEC 1994, 1995).





Ryc. 76. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Małej Wsi-Podzamcze
 1 – wapień, 2 – piaski ze żwirami, 3 – mulki piaszczyste, 4 – piaski średnio- i gruboziarniste, 5 – mulki torfiaste,
 6 – mulki, 7 – datowania radiowęglowe ^{14}C ; PL – pleniglacjał, LG – późny glacjał, H – holocen, AT – atlantyk,
 SA – subatlantyk

Fig. 76. Schematic geological section across the floodplain near Mała Wieś – Podzamcze
 1 – limestone, 2 – gravels with sands, 3 – sandy silts, 4 – coarse and medium sands, 5 – peaty silts, 6 – peat,
 7 – ^{14}C datings; PL – Pleniglacial, LG – Late Glacial, H – Holocene, AT – Atlantic, SA – Subatlantic



Ryc. 75. Profil wypełnienia kopalnego starorzecza Mała Wieś

Objaśnienia: A – piaski drobnoziarniste, B – piaski średnioziarniste, C – piaski ze żwirami, D – mulki torfiaste,
1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mulki pyłaste
Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 75. Profile of palaeochannel fill Mała Wieś

A – fine sand, B – medium sand, C – sand with gravel, D – peaty silts

Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt

Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting),
 Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

PODSUMOWANIE

Opisane profile wskazują na to, że włożenie holocenne w tym prostoliniowym odcinku powstawało od eoholocenu, a tylko lokalnie lateralna migracja koryta powodowała powalanie drzew w neoholocenie. Prostolinijny przebieg rzeki jest prawdopodobnie związany z większą siłą erozyjną na skutek połączenia się Bobrzy i Czarnej Nidy. Dominujące procesy erozji wgłębnej umożliwiły zachowanie w tym odcinku rozległego poziomu ze schyłku młodszego pleniglacjału.

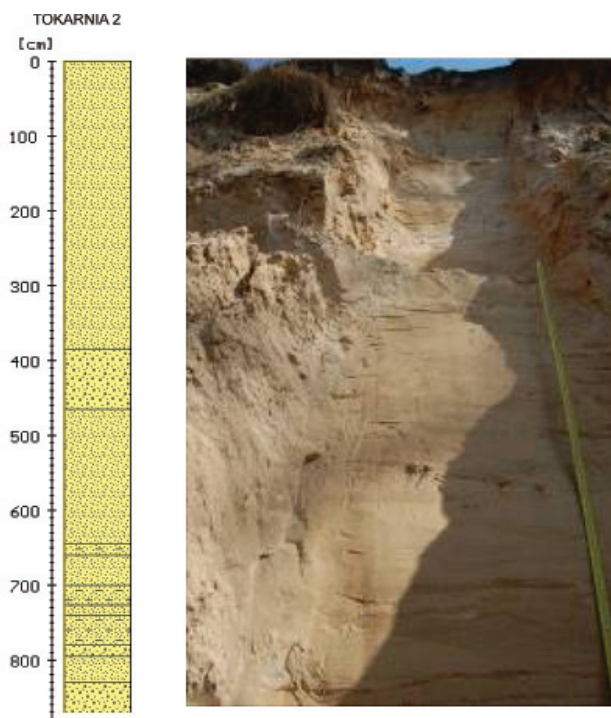
4.2.4 ODCINEK TOKARNIA–BRZEGI

Obszar obejmuje dolny, 5-km odcinek Czarnej Nidy, gdzie spadek doliny wynosi 0,95‰, a wskaźnik rozwinięcia koryta 1,5. Dolina w swym najszerszym miejscu nie przekracza 2,5 km, a 70% powierzchni zajmuje równina zalewowa (ryc. 84). Na lewym brzegu zachowane są wysokie terasy 10-m (Tokarnia 2) (ryc. 77, 78) i 6-m (Tokarnia 1) (ryc. 79, 80). Zbudowane są one z piasków średnio- i drobnoziarnistych z nieznaczną domieszką materiału drobniejszego i żwiru. W odsłonięciu najwyższej terasy dominuje równoległe warstwowanie piasków (ryc. 78), a w odsłonięciu terasy niższej krzyżowe warstwowanie piasków i żwirów (ryc. 83).



Ryc. 77. Terasa III (10-m) koło Tokarni

Fig. 77. Terrace III (10-m) near Tokarnia



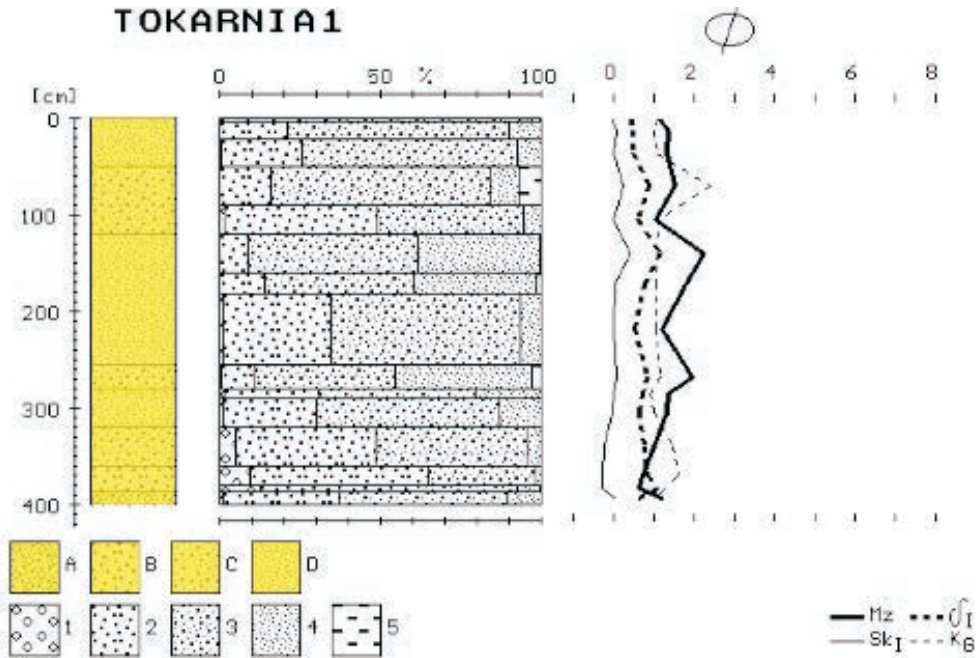
Ryc. 78. Profil terasy III (10-m), stanowisko Tokarnia 2

Fig. 78. Profile of terrace III (10 m), site Tokarnia 2



Ryc. 79. Terasa II (6 m) w rejonie Tokarni, lokalizacja profilu Tokarnia 1

Fig. 79. Terrace II (6 m) near Tokarnia, location of profile Tokarnia 1



Ryc. 80. Profil terasy II (6 m) Tokarnia 1

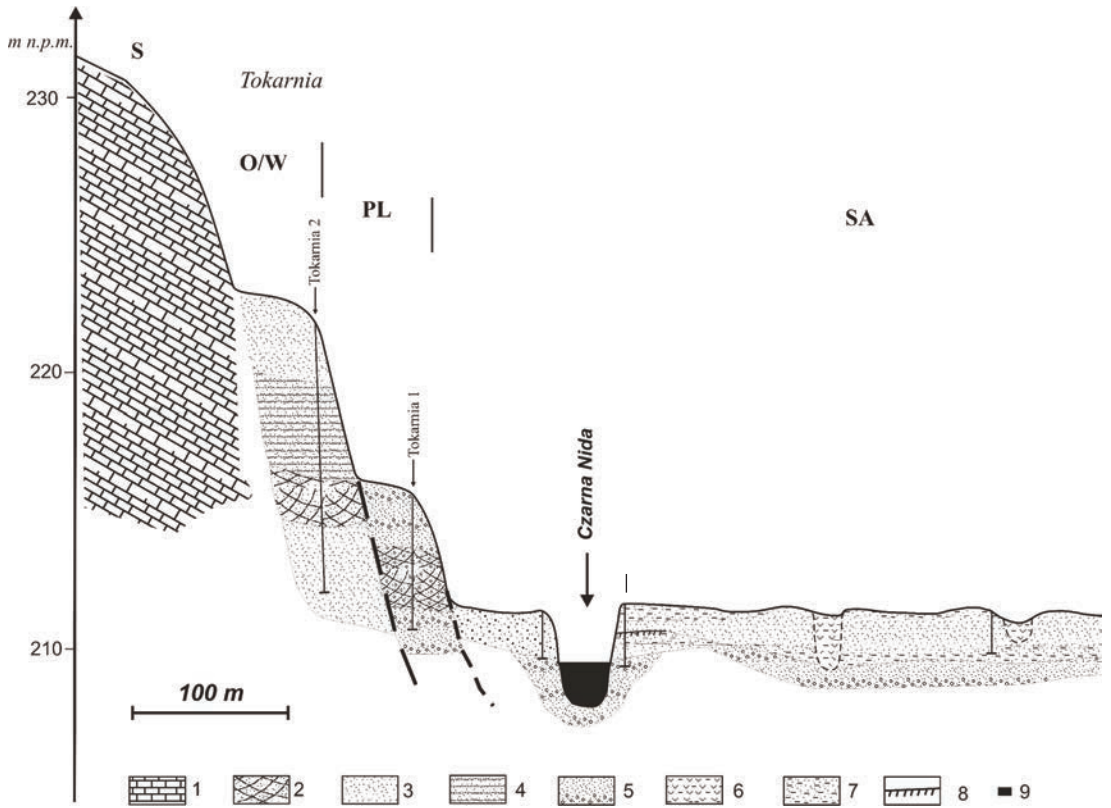
Objaśnienia: A – piaski ze żwirami, B – piaski gruboziarniste, C – piaski średnioziarniste, D – piaski drobnoziarniste; 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mulki pylaste
 Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

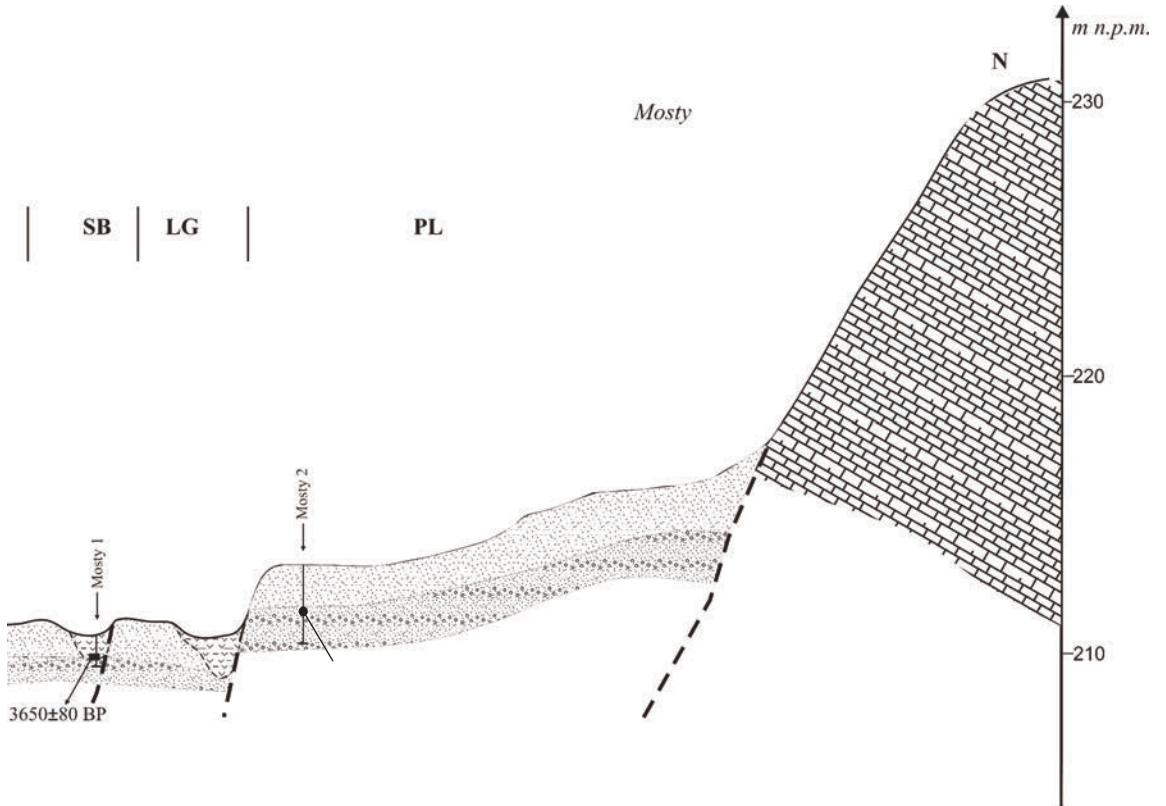
Fig. 80. Profile of terrace II (6 m) sediments in Tokarnia 1

A – sands with gravels, B – coarse sands, C – medium sands, D – fine sands

Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt

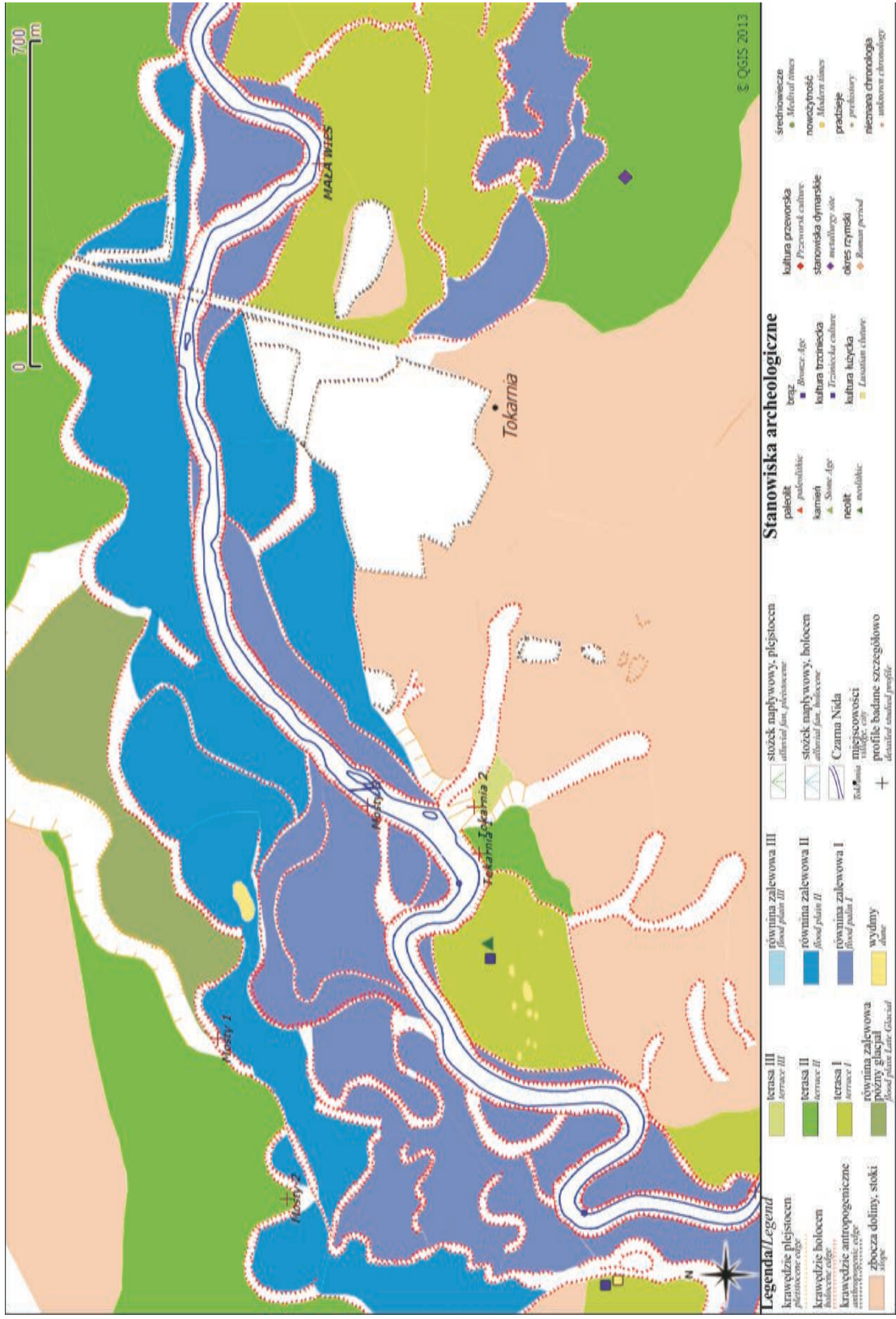
Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis





Ryc. 82. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w rejonie Tokarnia-Mostów
 1 – wapień, 2 – piaski krzyżowo warstwowane, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski średnio- i gruboziarniste horyzontalnie warstwowane, 5 – piaski ze żwirami, 6 – mułki torfiaste, 7 – mułki piaszczyste, 8 – gleba kopalna, 9 – datowania radiowęglowe ^{14}C ; O/W – zlodowacenie środkowopolskie, PL – pleniglacja, LG – późny glacja, SB – subboreal, SA – subatlantyk

Fig. 82. Schematic geological section across the flood plain near Tokarnia-Mostów
 1 – limestone, 2 – cross bedded sands, 3 – medium and coarse sands, 4 – medium and coarse sands horizontal bedded, 5 – gravels with sands, 6 – peaty silts, 7 – sandy silts, 8 – buried soil, 9 – ^{14}C datings; O/W – Middle Polish Glaciation, PL – Pleniglacial, LG – Late Glacial, SB – Subboreal, SA – Subatlantic



Ryc. 81. Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy, odcinek Tokarnia-Mosty

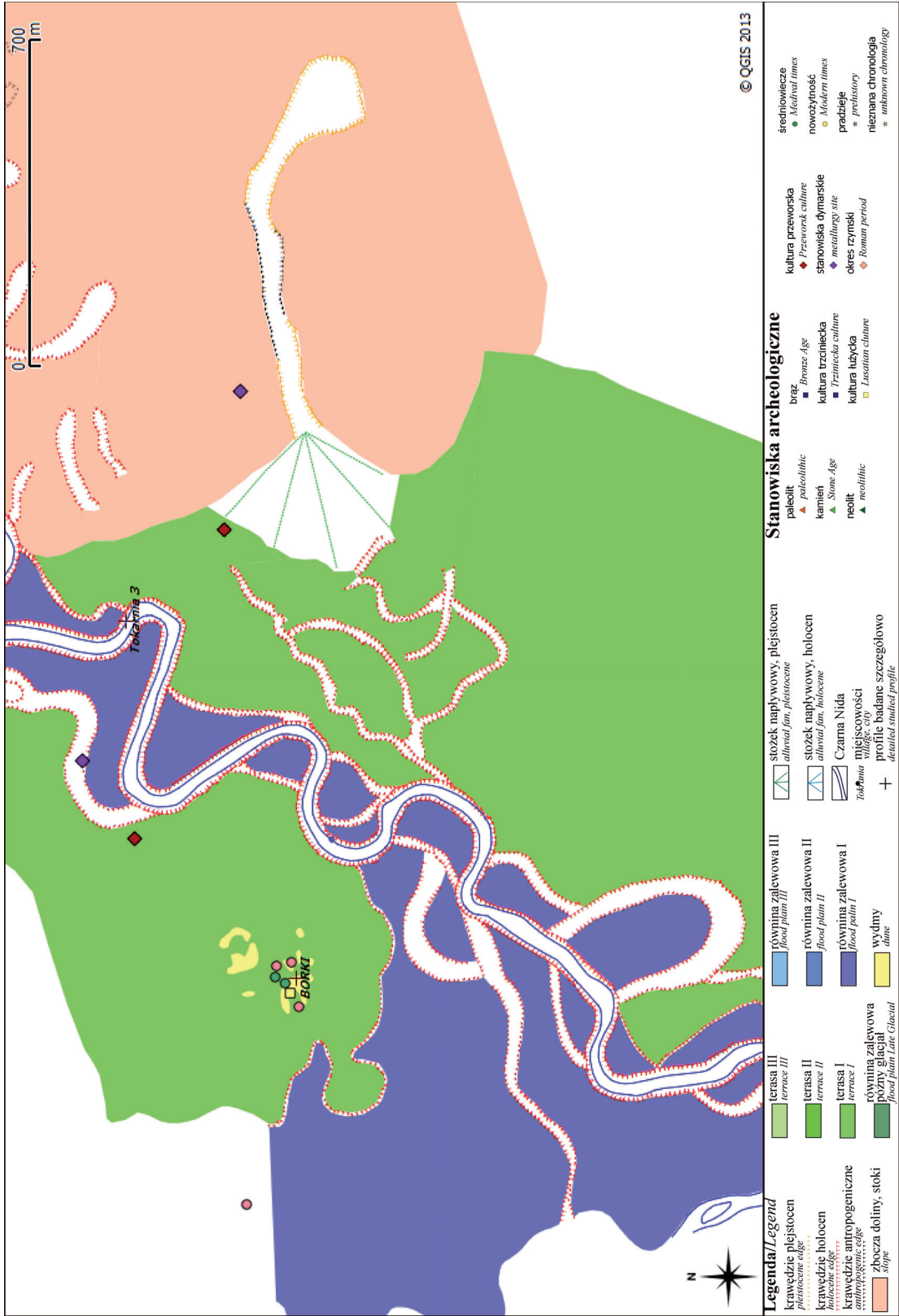
Fig. 81. Geomorphologic map of Tokarnia-Mosty section



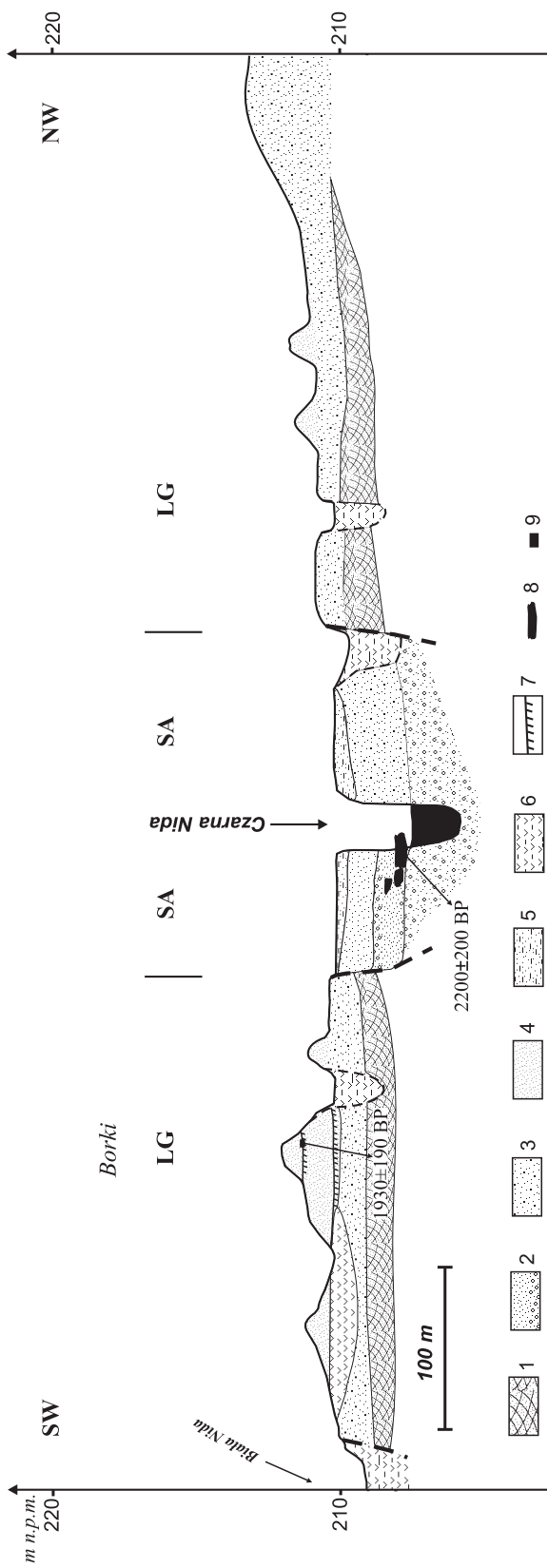
Ryc. 83. Profil osadów piaszczysto-żwirowych budujących terasę II (6 m), krzyżowe warstwowania aluwów korytowych

Fig. 83. Profile of sandy-gravel sediments of terrace II (6 m), cross bedded channel alluvia

Terasa najniższa, 4 m, zachowana w ujściowym odcinku ma bardzo skomplikowaną budowę geologiczną. Wykazuje podobieństwo litologiczne do teras wyższych, w niektórych miejscach poziom ten uległ zwydmieniu, w efekcie czego powstały zagłębienia deflacyjne wypełnione torfami i pola wydmowe (ryc. 84).



Ryc. 84. Mapa geomorfologiczna ujściowego odcinka Czarniej Nidy w rejonie stanowiska Borki
 Fig. 84. Geomorphological map in the depositional zone of the Czarna Nida valley in the site Borki



Ryc. 85. Schematyczny przekrój przez równinę zalewową w odcinku ujściowym Czarniej Nidy

1 – piaski krzyżowo warstwowane, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski średnio- i gruboziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, eoliczne, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki torfiaste, 7 – gleba kopalna, 8 – subfossylny pień, 9 – datowania radiowęglowe ¹⁴C; LG – późny glacjał, SA – subatlantyck

Fig. 85. Schematic geological section across floodplain of the Czarna Nida river in depositional zone

1 – cross bedded sands, 2 – sands with gravels, 3 – medium and coarse sands, 4 – fine sands, aeolian, 5 – sandy silts, 6 – peaty silts, 7 – buried soil, 8 – subfossil tree, 9 – ¹⁴C datings; LG – Late Glacial, SA – Subatlantic

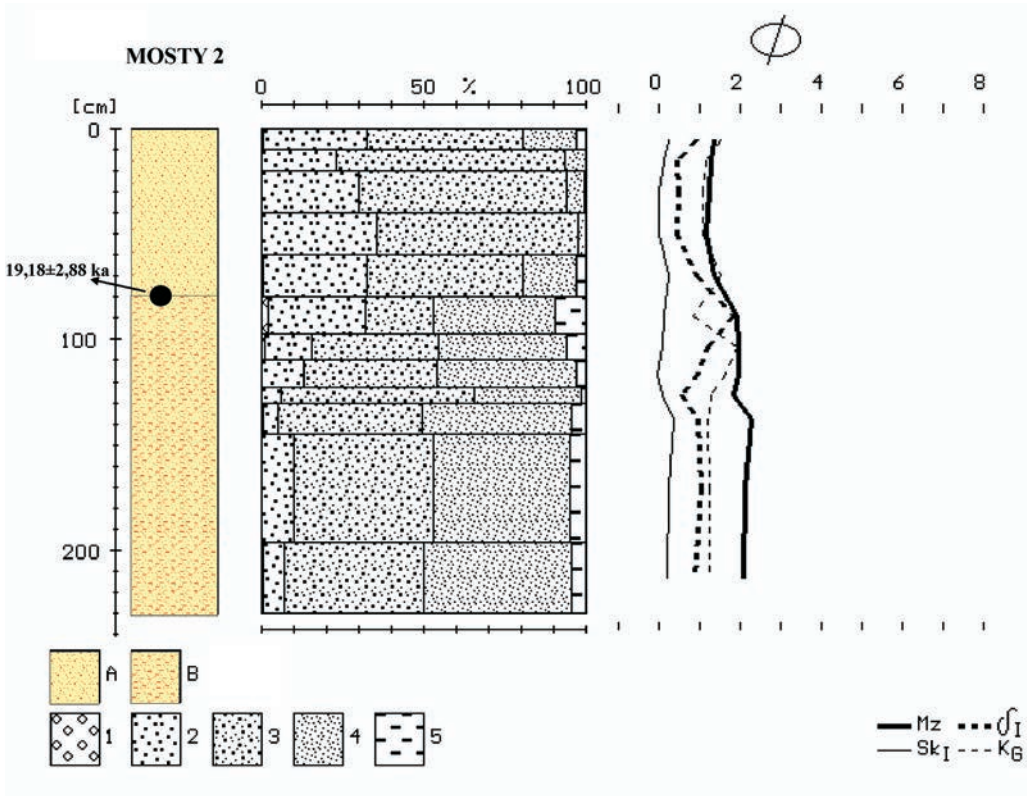
Procesy eoliczne musiały przebiegać w kilku fazach, gdyż lokalnie młodsze wydmy wkroczyły na torfy wypełniające starsze obniżenia deflacyjne. Ponowne uruchamianie procesów eolicznych po głównej, prawdopodobniej późnoglacialnej fazie wydmotwórczej, miało miejsce w holocenie (JAŚKOWSKI 1996), czego dowodzą gleby kopalne. Na stanowisku „Borki” pod pokrywą eoliczną została wydатовana gleba kopalna na 1930 ± 100 BP (ŚNIESZKO 1978) (ryc. 85). Poziom tej terasy był zasiedlony od neolitu.

STANOWISKO MOSTY

Na prawym brzegu, w rejonie miejscowości Mosty zachowany jest płat terasy (6 m) (Mosty 2) (ryc. 86). Zbudowana jest z piaszczystych osadów, w dolnej części krzyżowo warstwowanych. Datowanie TL, wykonane dla próby pobranej z głębokości 70 cm, dało datę $19,18 \pm 2,88$ ka, co potwierdza jej vistuliański wiek. Terasa ta podcięta jest przez makromeandry, z których największy ma promień krzywizny $R = 120$ m, a szerokość $\lambda = 460$ m. Paleomeander ten podcina od południa paleomeander Mosty 1 o mniejszych parametrach ($R = 30$, $\lambda = 160$). Wypełnia go seria mułków torfiastych, których spąg datowany był na 3650 ± 80 BP (cal. 2300–1750 BC) (ryc. 87).

Rozszerzenie równiny zalewowej występuje bezpośrednio przed przełomem pomiędzy dwoma wzgórzami w Tokarni i Mostach. Zwężenie to powodowało częste zmiany koryt i silne meandrowanie rzeki.

Dane kartograficzne wskazują na to, że bezpośrednio powyżej przełomu koryto Czarnej Nidy przesuwano się od XIX w. na południe, a część tych zmian następowała na skutek awulsji, które są typowe dla rzek agradujących (ryc. 88). Zrzucanie materiału przez Czarną Nidę mogło być wywołane przewężeniem doliny, a obserwowana tendencja do wyprostowywania koryta ze zwiększonymi przepływami po likwidacji młyna w Podzamczu.



Ryc. 86. Profil terasy II (6 m) Mosty 2

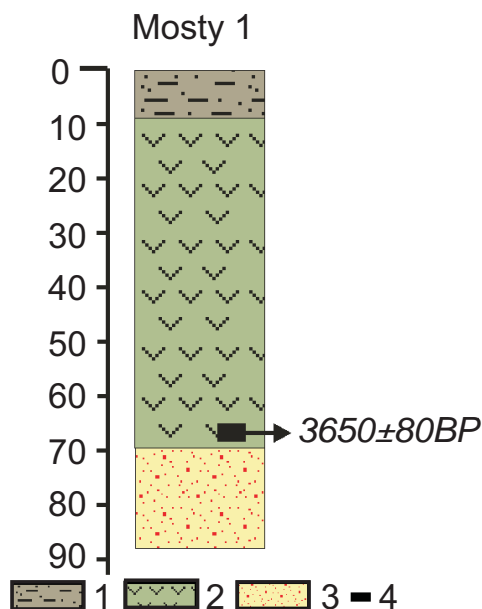
Objaśnienia: A – piaski ze żwirami, B – piaski z mułkami; 1 – żwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste
 Statystyczne wskaźniki Folk-Warda uziarnienia: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 86. Profile of terrace II (6 m) Mosty 2

A – sands with gravel, B – sands with interbedding of silts;

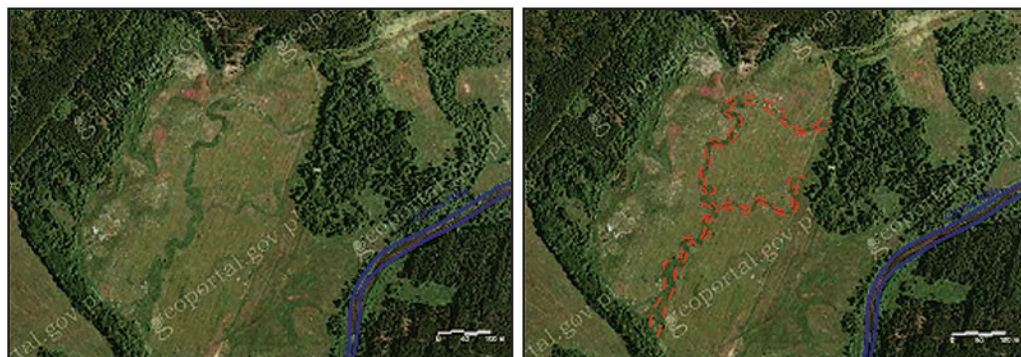
Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt

Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis



Ryc. 87. Profil wypełnienia paleomeandra Mosty 1
1 – mułki piaszczyste, 2 – mułki torfiaste, 3 – piaski ze żwirami, 4 – datowanie ^{14}C

Fig. 87. Profile of abandoned channel Mosty 1
1 – silty sands, 2 – peaty silts, 3 – sands with gravel, 4 – ^{14}C datings

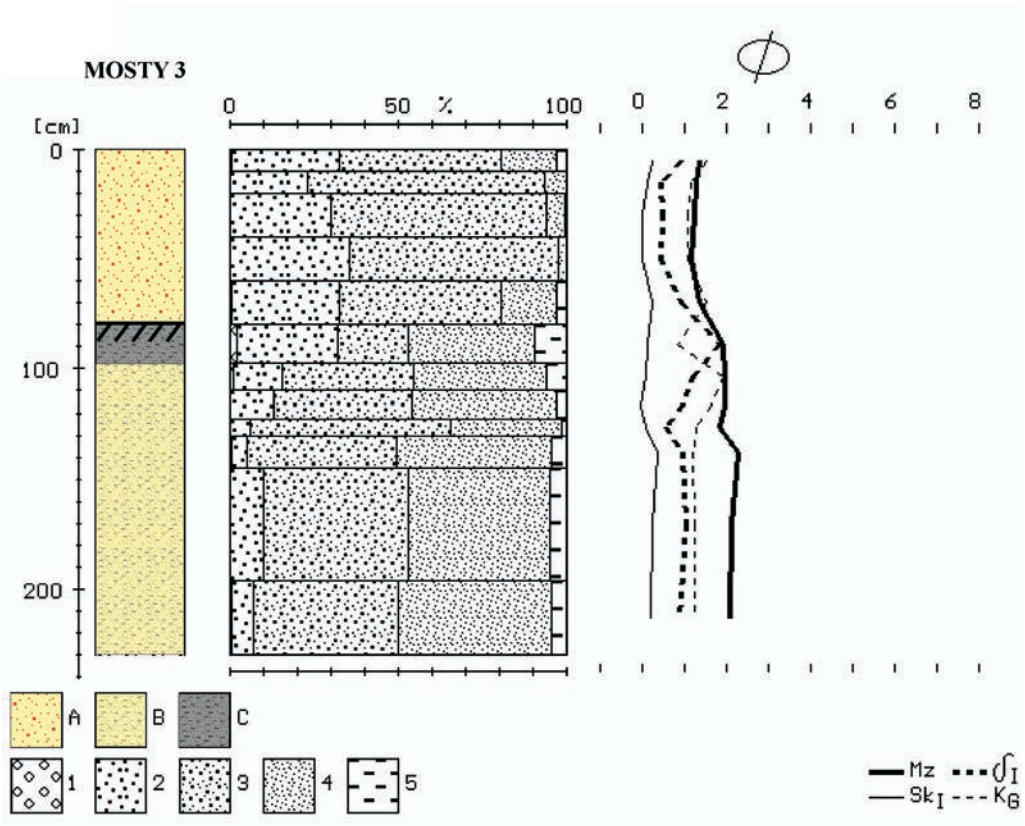


Ryc. 88. Awulsja koryta Czarnej Nidy przed przełomem (źródło: www.geoportal.gov.pl)

Fig. 88. Czarna Nida channel avulsion before gorge (source: www.geoportal.gov.pl)

Równinę zalewową wzniesioną 2–3 m nad poziom rzeki budują zróżnicowane facjalnie aluwia, obie facje zarówno korytowa jak i pozakorytowa są silnie piaszczyste ($M_z = 2,05-0,85 \phi$ i $\delta_1 = 1,56-0,31$), natomiast starorzecza wypełniają serie organiczne

(Mosty 1). W odsłonięciach przy współczesnym korycie na głębokości około 80 cm występuje gleba kopalna, której wiek jest prawdopodobnie podobny jak w profilu Zbrza 1, neoholoceni (ryc. 89).



Ryc. 89. Profil równiny zalewowej Mosty 3

Objaśnienia A – piaski ze zwirami, B – piaski z mułkami, C – mułki piaszczyste (gleba kopalna); 1 – zwir, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – mułki pylaste
Statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda: Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Fig. 89. Profile of floodplain sediments in Mosty 3

A – gravels with sand, B – sands with interbedding of silts, C – silty sands (buried soil);

Fractions: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silt.

Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, KG – kurtosis

PODSUMOWANIE

W analizowanym odcinku występują listwy terasy 10 m (Tokarnia 2) środkowopolskiej i terasy vistuliańskiej (Tokarnia 1) (Mosty 2), co potwierdzają datowania TL. Charakterystyczną cechą tego odcinka jest również rozległy płat terasy młododryasowej,

zachowany w rejonie połączenia się Białej i Czarnej Nidy oraz w dolinie Nidy w Brzegach. Był on akumulowany przez rzekę roztokową, której starorzecza widoczne są na powierzchni tego poziomu. W międzyrzeczu Białej i Czarnej Nidy poziom ten uległ zwydmieniu w pierwszej fazie późnoglacialnej, po rozcięciu tego poziomu przez Czarzną Nidę, a ponowne uruchamianie procesów eolicznych, np. w okresie rzymskim, było już związane z działalnością człowieka.

Wyższe poziomy podcięte są przez późnoglacialne wielkie meandry, jak również przez meandry subborealne (Mosty 1). W odcinku przedprzełomowym rzeka w okresie holocenu intensywnie meandrowała i zrzucała aluwia, a w konsekwencji dochodziło do awulsji koryta, z których najmłodsze miały miejsce w ostatnich stuleciach, co dokumentują stare mapy. Poniżej przełomu rzeka również migrowała lateralnie, co pokazują subfossylne pnie z okresu rzymskiego w aluwjach.

5. Ewolucja doliny Czarnej Nidy w późnym glacialu i holocenie

5.1. Zmiany rozwinięcia i parametrów koryta Czarnej Nidy

Na podstawie parametrów geometrycznych paleomeandrów i związków pomiędzy nimi można odtworzyć, z pewną tolerancją, dynamikę środowiska fluwialnego, którego pozostałością są ślady koryt (FLOREK 1991). Parametry paleomeandrów odpowiadają przepływowi, które je kształtowały w okresie ich funkcjonowania.

W związku z fragmentarycznym zachowaniem paleomeandrów występują duże trudności przy pomiarach kopalnych starorzeczy. Dlatego też wyniki są obarczone dużym błędem i należy je traktować jako dane szacunkowe (KALICKI 2006) (tab. 8).

Procedura badawcza opisana przez FŁORKA (1978) sprowadza się do pomiarów „pojedynczego” zakola: średniej szerokości koryta (ω), średniego promienia krzywizny meandru (R) i szerokości meandru (λ) (ryc. 90).

Najstarszymi zachowanymi w rzeźbie starorzeczami Czarnej Nidy są koryta późnoglacialne. Mają one bardzo duże parametry: szerokość ponad 40 m, promień powyżej 120 m i głębokości wypełnienia około 2 m. Cechą charakterystyczną tych koryt jest wąska strefa nurtowa i szerokie łóżyisko wypełniane wodą jedynie w okresie roztopów. Wskazuje to na to, że reżim rzeki był w tym czasie zbliżony do reżimu rzek współczesnej tundry.

Z okresem młodszego dryasu można najprawdopodobniej wiązać szerokie i płytkie koryto podcinające allródzki paleomeander Kuby Młyny 2. Starorzecze to ma bardziej wyprostowany przebieg, szerokość 25–30 m, a miąższość jego wypełnienia nie przekracza 0,5 m. Wyprostowywanie koryta, jak i jego spłylenie wskazuje na tendencję do roztokowania oraz agradację związaną z młododryasowym ochłodzeniem. Analogiczna generacja koryt transformujących została rozpoznana w dolinie Warty, a także Mozy (VANDERBERGHE I IN. 1994), a roztokowanie i agradacja z tego okresu znane są z dorzecza górnej Wisły (KALICKI 1991, 2006) oraz z rzek niemieckich i holenderskich (HEINE 1982; HUISINK 1998; FORYSIAK 2010).

W okresie eoholocenijskim na odcinku w rejonie Kubów Młynów rzeka miała rozwinięcie wielokorytowe, na co mogą wskazywać wąskie paleokoryta (5–7 m), mające miąższość wypełnienia około 1 m. Zagadnieniem otwartym pozostaje, czy system wielokorytowy rozwinął się na całej długości Czarnej Nidy, czy też występował tylko lokalnie. Zachowane fragmenty równiny zalewowej z systemami wielokorytowymi, zachowane na odcinku pomiędzy Kubami Młynami a Bieleckimi Młynami, są nieznanego wieku i mogą być eoholocenijskie lub młodsze.

Na badanym odcinku datowano dotychczas kilka generacji małych holocenijskich paleomeandrów. Najstarsze z nich, odcięte w środkowym atlantyku, funkcjonowało najprawdopodobniej w starszym atlantyku po zaniku na odcinku Kuby Młyny systemu wielokorytowego. Starorzecze to ma szerokość koryta 8 m, szerokość meandru 45 m, a promień meandru 20 m. Tak małe parametry paleomeandru mogą wskazywać na to, że jest to system przejściowy pomiędzy systemem wielokorytowym a meandrującym. Analizowany paleomeander mógł też stanowić jedno z meandrujących ramion. Stopień zachowania formy nie pozwala na jednoznaczne zaklasyfikowanie tego paleokoryta. Na meandrowy charakter rzeki może wskazywać znacznie większa miąższość wypełnienia niż w starorzeczach systemu wielokorytowego, a niższe położenie spągu należy wiązać z koncentracją przepływu w jednym korycie i związaną z tym erozją denną.

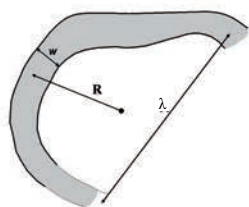
Kolejną generację wczesnosubborealną reprezentują starorzecza w Łaziskach i Łąbędziowie, odcinane około 4500 BP. Mają one szerokość koryta 18, 22 m, szerokość meandru 100, 145 m i promienie krzywizny 55, 65 m.

Następna generacja ze środkowego subboreału była odcinana przed 3650 BP (Mosty 1). Paleomeander ma szerokość koryta 25 m, szerokość meandru 160 m i promień krzywizny 120 m. Były to koryta szersze, a w związku z tym płytsze (miąższość wypełnienia 0,7 m) od wczesnosubborealnych.

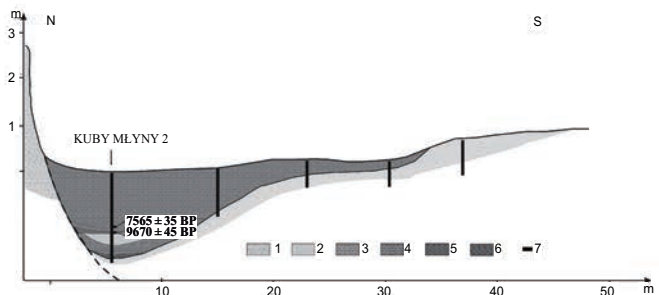
Generację z przelomu subboreału i subatlantyku reprezentuje paleokoryto odcięte przed 2530 BP (Kuby Młyny 4). Jest ono węższe (12 m) i co za tym idzie dużo głębsze niż wcześniejsza generacja (2,5 m).

W okresie rzymskim i w średniowieczu w rejonie Ostrowa Czarna Nida miała rozwinięcie wielokorytowe, a poszczególne koryta miały szerokość 7–8 m. Fragmenty równiny zalewowej pomiędzy palokorytami mają bezwymiarowe parametry szerokości $w'/w \geq 3$ i długości $L/w \geq 7$, co zgodnie z klasyfikacją BRICE'A (1974) pozwala zakwalifikować je jako obszary międzykorytowe, a nie wyspy międzykorytowe. Obszary międzykorytowe stanowią według TEISSEYRE'A (1991) formy dna doliny (formy I rzędu), natomiast wyspy międzykorytowe są formami koryta rzecznoego. Zgodnie z klasyfikacją rzek wielokorytowych, opracowaną przez NANSONA i KNIGHTONA (1996), funkcjonowała wówczas rzeka anabranching typu 1b, czyli wielokorytowa rzeka anastomozująca, która deponowała materiał mineralno-organiczny. Podobnie jak w przypadku eoholocenijskiego systemu wielokorytowego trudno rozstrzygnąć, na jak długim odcinku system wielokorytowy rozwinął się w okresie rzymskim. Sprawą otwartą pozostaje również, czy system wielokorytowy, porzucany w okresie rzymskim i średniowieczu, funkcjonował przez cały holocen, czy też jest oddzielony od eoholocenijskiego fazą rzeki meandrowej.

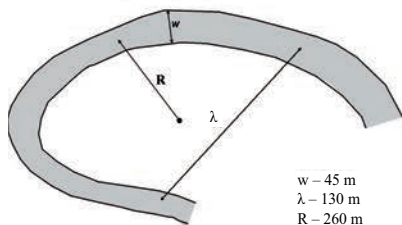
Paleomeander Kuby Młyny



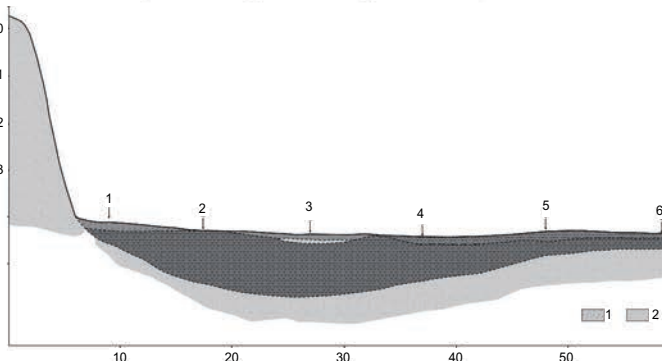
w – 40 m
λ – 120 m
R – 300 m



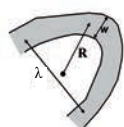
Paleomeander Zbrza



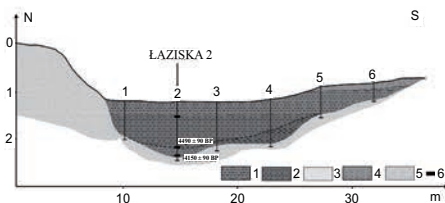
w – 45 m
λ – 130 m
R – 260 m



Paleomeander Zbrza



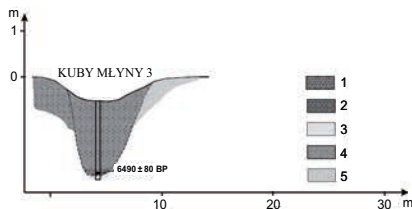
w – 18 m
λ – 55 m
R – 100 m



Paleomeander Kuby Młyny 3



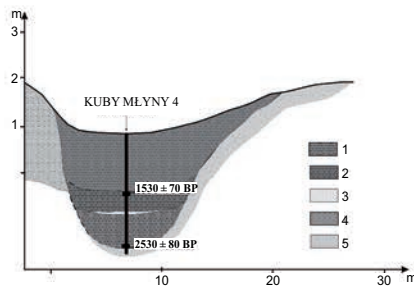
w – 8 m
λ – 20 m
R – 45 m



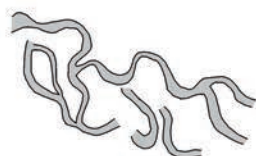
Paleomeander Kuby Młyny 4



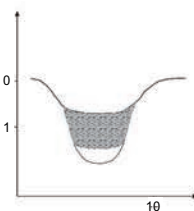
w – 12 m
λ – 18 m
R – 32 m



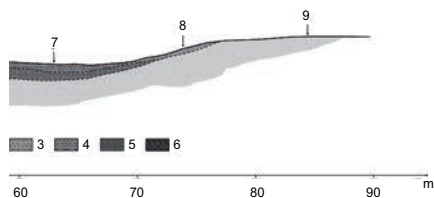
Multichannel system near Ostrów



w – 7 m



Modern channel pattern near Kuby Młyny



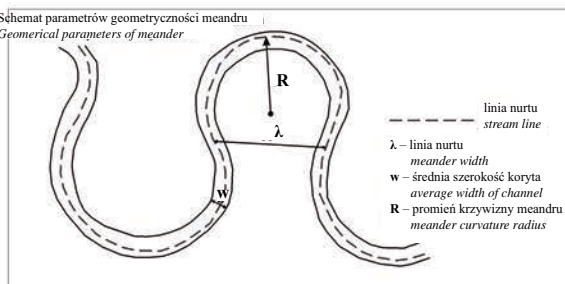
w – 6 m
 λ – 40 m
R – 60 m

Modern channel pattern near Ostrów



w – 13 m
 λ – 65 m
R – 120 m

Schemat parametrów geometryczności meandru
Geometrical parameters of meander



Ryc. 90. Parametry wybranych paleomeandrów

Fig. 90. Geometrical parameters of palaeomeanders

Współczesnemu korytu rzeki towarzyszą najmłodsze paleomeandry wypełnione wodą. Ich parametry zbliżone są do współczesnego meandrującego koryta Czarnej Nidy. Jego parametry wahają się w szerokich granicach, co jest związane z działalnością człowieka, m.in. z regulacją koryta (BAK, MICHALIK 2010).

Tabela 8. Parametry geometryczne paleomeandrów

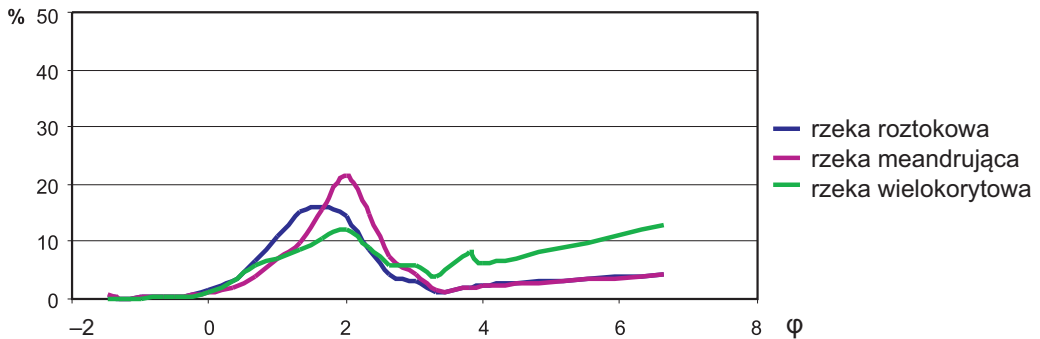
Table 8. Geometrical parameters of palaeomeanders

Nazwa paleomeandra	ω – szerokość koryta	R – promień krzywizny meandru	λ – szerokość meandru
WSPÓŁCZESNE			
Marzysz	13	75	130
Zastawie	6	40	60
Bieleckie Młyny	18	35	66
Zbrza	15	70	100
Ostrów	13	65	120
Wolica	16	100	160
Tokarnia	16	80	98
MEANDRY			
Kuby Młyny 3	8	20	45
Kuby Młyny 4	12	18	32
Bieleckie Młyny	20	51	112
Łabędziów	22	65	145
Brzeziny	24	90	190
Łaziska	18	55	100
Mosty	15	30	160
SYSTEMY WIELOKORYTOWE			
Kuby Młyny	7		
Bieleckie Młyny	6		
Ostrów	7		
MAKROMEANDRY			
Kuby Młyny	40	120	300
Zbrza	45	130	260
Łaziska 1	42	145	380
Lurowizna	35	130	320
Mosty	60	120	460

5.2. Charakterystyka sedymentacji różnowiekowych facji osadów

Charakterystykę teksturalną osadów przeprowadzono w oparciu o analizę granulometryczną ponad 50 profili (około 200 prób) z różnych części doliny. Dla uzyskanych wyników określono wartości wskaźników uziarnienia według wzorów FOLKA i WARDA (1957).

Krzywe średnich częstości uziarnienia aluwii



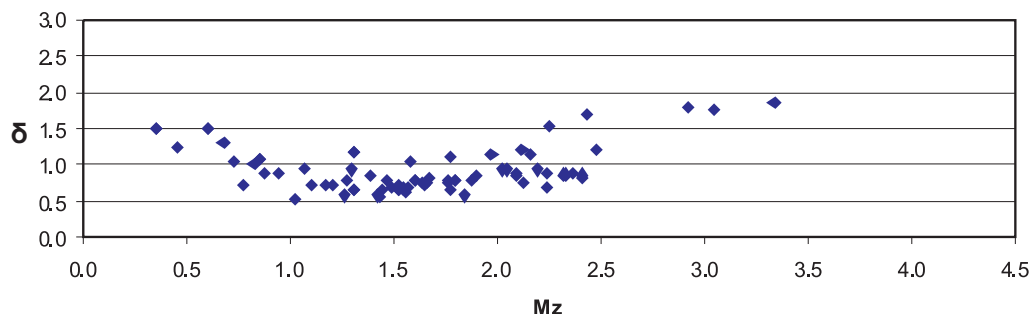
Ryc. 91. Krzywe średnich częstości uziarnienia aluwii Czarnej Nidy o różnym rozwinięciu koryta

Fig. 91. Grain size frequency curves of the Czarna Nida alluvia of different channel pattern

Zebrane materiały pozwalają na scharakteryzowanie trzech grup osadów: plejstoceńskich aluwii rzeki roztokowej budujących terasę, holocenijskich aluwii systemu wielokorytowego i holocenijskich aluwii rzeki meandrującej (ryc. 91). W analizowanych aluwii Czarnej Nidy dominuje frakcja piaszczysta około 2ϕ . Aluwia Czarnej Nidy o rozwinięciu wielokorytowym wykazują rozkład dwumodalny: frakcja około 2ϕ (moda piaszczysta) i frakcja około 6ϕ , co odpowiada pyłom średnioziarnistym (moda mułkowa).

Aluwia rzeki roztokowej mają charakter osadów korytowych i zdecydowana większość prób to piaski ($Mz = 0,75-2,5\phi$) bardzo dobrze wysortowane ($\delta = 0,5-1$). Pojedyncze próby z domieszką żwirów są gorzej wysortowane w granicach ($\delta = 1-1,5$) (ryc. 92).

Diagram zależności parametrów statystycznych
relacja między średnią średnicą a wysortowaniem wg R.L. Folka i W.C. Warda

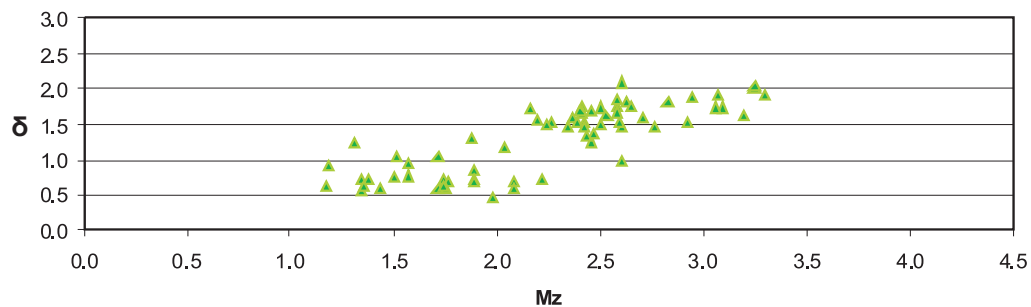


Ryc. 92. Diagram zależności średniej średnicy (M_z) i wysortowania (δ) osadów rzeki roztokowej

Fig. 92. Distribution of braided river alluvial samples on mean diameter (M_z) versus sorting (δ) diagram

Holocenijskie aluwia zarówno rzeki meandrowej jak i wielokorytowej wykazują zróżnicowanie facjalne na osady korytowe i pozakorytowe. Osady korytowe mają podobne cechy jak plejstocenijskie aluwia rzeki roztokowej, są to piaski dobrze wysortowane, a najgrubsze osady pochodzą z facji bruku korytowego. Osady korytowe związane z rzeki meandrującej wykazują gorsze wysortowanie niż analogiczna facja rzeki wielokorytowej (ryc. 93, 94).

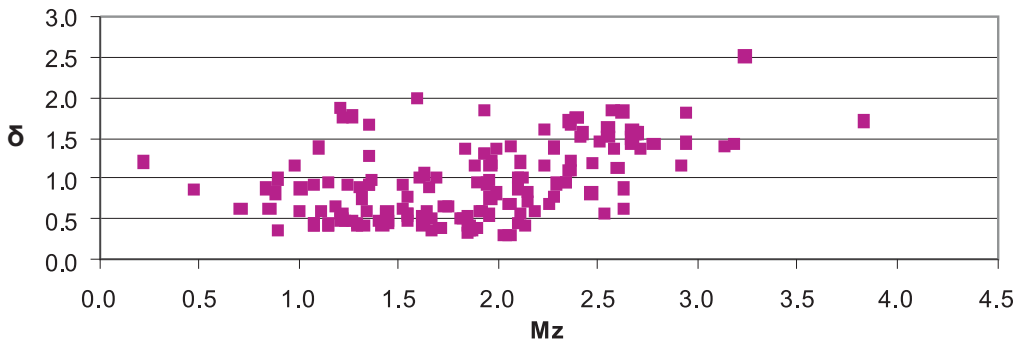
Diagram zależności parametrów statystycznych
relacja między średnią średnicą a wysortowaniem wg R.L. Folka i W.C. Warda



Ryc. 93. Diagram zależności średniej średnicy (M_z) i wysortowania (δ) osadów rzeki wielokorytowej

Fig. 93. Distribution of multichannel river alluvial samples on mean diameter (M_z) versus sorting (δ) diagram

Diagram zależności parametrów statystycznych
relacja między średnią średnicą a wysortowaniem wg R.L. Folka i W.C. Warda



Ryc. 94. Diagram zależności średniej średnicy (Mz) i wysortowania (δ) osadów rzeki meandrującej

Fig. 94. Distribution of meandering river alluvial samples on mean diameter (Mz) versus sorting (δ) diagram

Osady pozakorytowe i klastyczne osady wypełniające starorzecza to piaski zailone ($Mz = 2,5-3,5\phi$), źle lub bardzo źle wysortowane powyżej ($\delta = 1-2,5$). W przeciwieństwie do szeregu aluwów pozakorytowych innych rzek, są to osady wyraźnie bardziej piaszczyste, gdyż facja pozakorytowa górnej Wisły koło Krakowa mieści się w granicach $4-10\phi$.

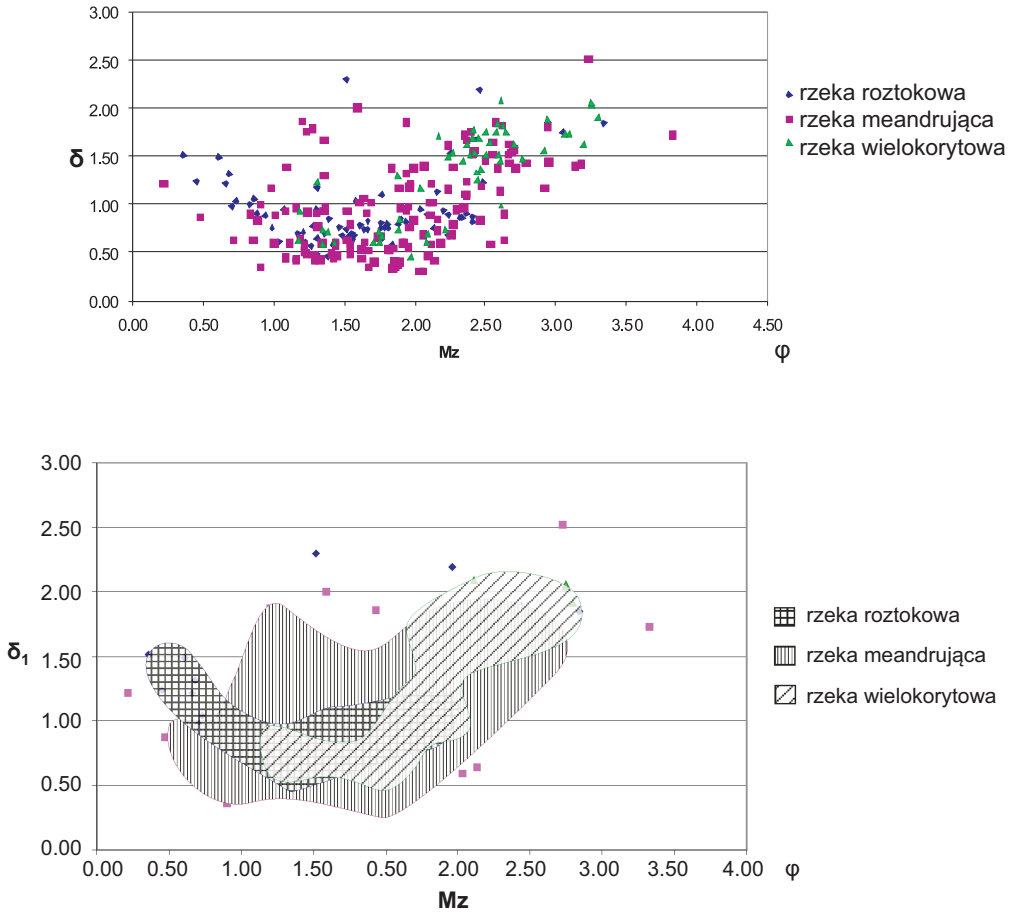
Ten piaszczysty charakter facji pozakorytowej jest związany z obszarem alimentującym, czyli zasypaniem zlewni Czarnej Nidy piaszczystymi osadami glacialnymi i fluwioglacialnymi. Budowa geologiczna zlewni (paleozoiczne kwarcyty) i brak rozległych drobnoklastycznych pokryw czwartorzędowych warunkuje skład granulometryczny facji pozakorytowej. Osady drobne w facji korytowej były zrzucane przez rzeki w górnych odcinkach w dolinach Lubrzanki i Belnianki (por. KOWALSKI 2002a, b; LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000).

Diagram zależności średniej średnicy (Mz) i wysortowania (δ) wszystkich próbek wykazuje charakterystyczny kształt „motyla” z najlepszym wysortowaniem pomiędzy $0,3-1,0$ we frakcji piaszczystej pomiędzy $1-2,25\phi$ (ryc. 95). We frakcjach grubszych i drobniejszych wysortowanie wyraźnie spada do $1,5-2,0$.

Stosunkowo nieliczne datowania ^{14}C uniemożliwiają precyzyjne rozdzielenie wiekowe aluwów. Jednakże badania realizowane w dorzeczu górnej Wisły (KALICKI 1991) wskazują na to, że różnowiekowe aluvia korytowe charakteryzują się podobnymi cechami teksturalnymi, natomiast różnicuje je głównie miąższość i struktura.

Warunki dynamiczne środowiska fluwialnego, w warunkach których deponowane były aluvia, można odczytać z diagramu C/M PASSEGI (1957, 1964). Największy procentowy udział próbek wystąpił w polach I i IV. Są to osady deponowane w środowisku o dużej dynamice z ziaren transportowanych w ładunku dennym (pole I) i osady z zawiesiny przydennej, deponowanych w warunkach przejściowych i przepływu spokojnego (SZMAŃDA 2011).

Diagram zależności parametrów statystycznych
relacja między średnią średnicą a wysortowaniem wg R.L. FOLKA i W.C. WARDa

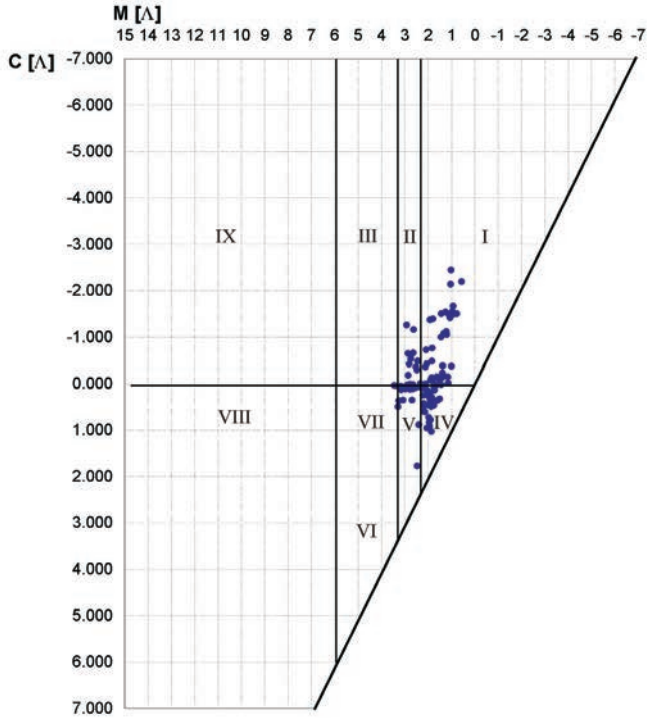


Ryc. 95. Diagramy zależności parametrów statystycznych, relacja między średnią średnicą (Mz) a wysortowaniem (δ) aluwiiów Czarnej Nidy, wg FOLKA, WARDa (1957)

Fig. 95. Distribution of alluvial samples of the Czarna Nida river on mean diameter (Mz) versus sorting (δ) diagram according to FOLK, WARD (1957)

Diagram C/M R. Passegi

Rangowa ocena dynamiki prądowych środowisk sedimentacyjnych



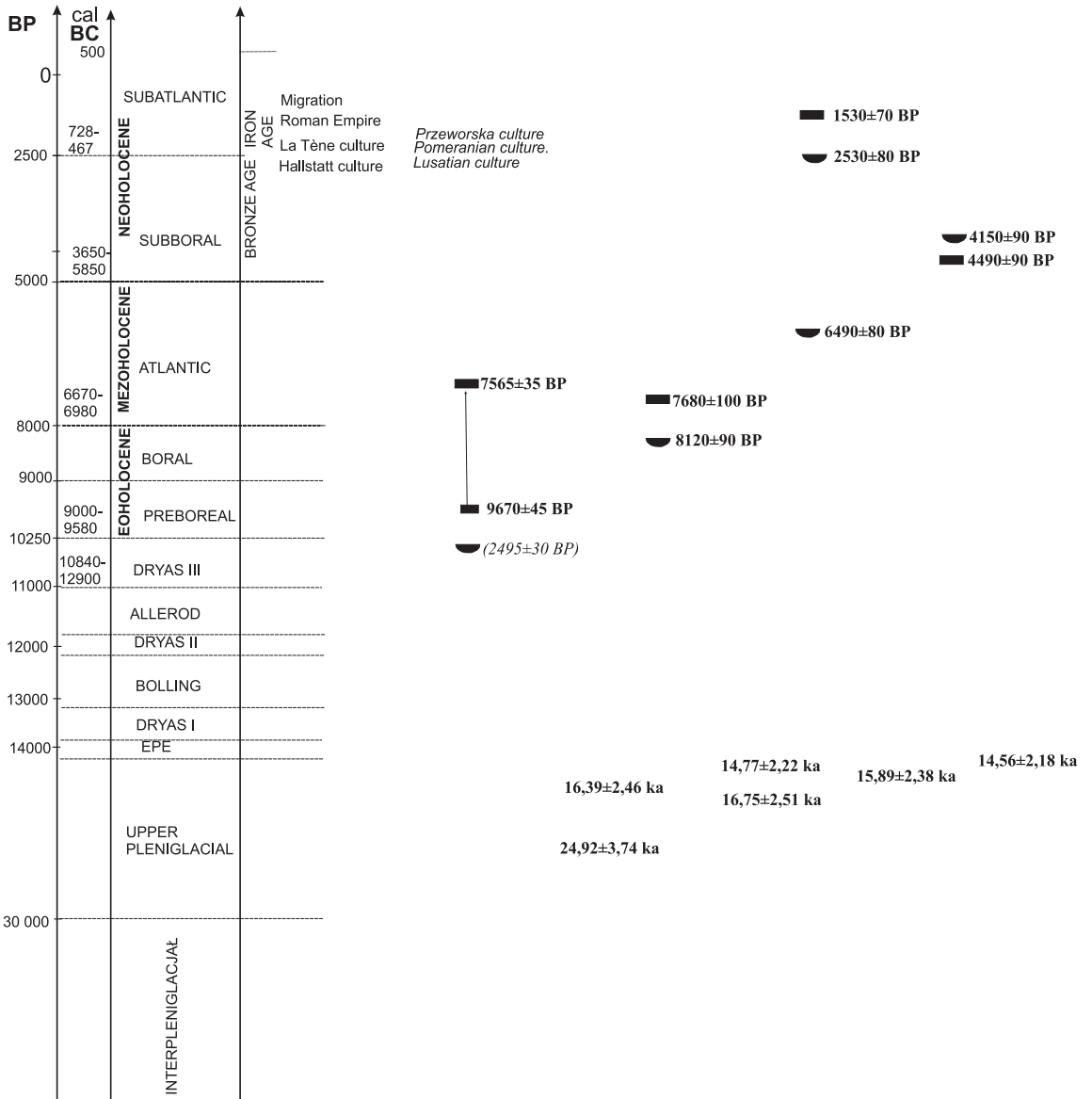
Procentowy udział próbek w polach diagramu:

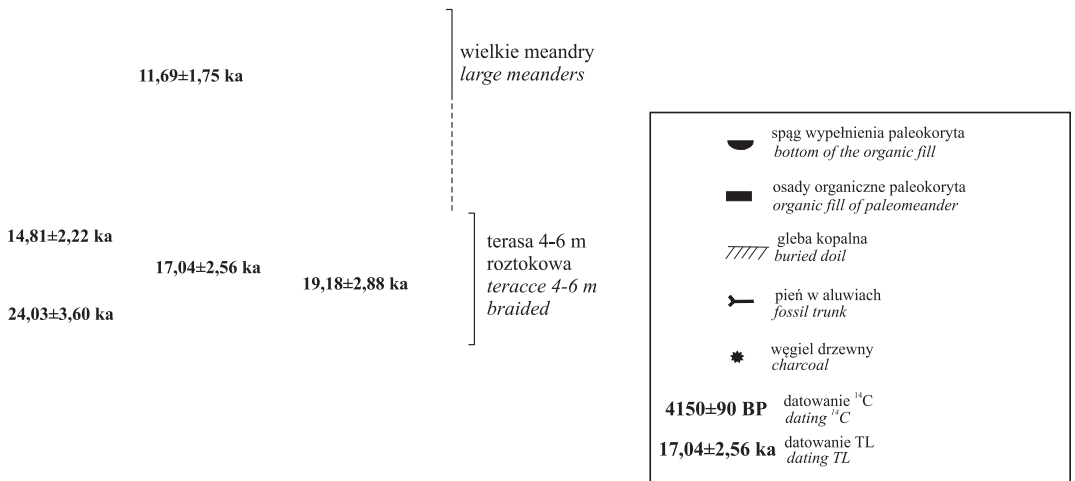
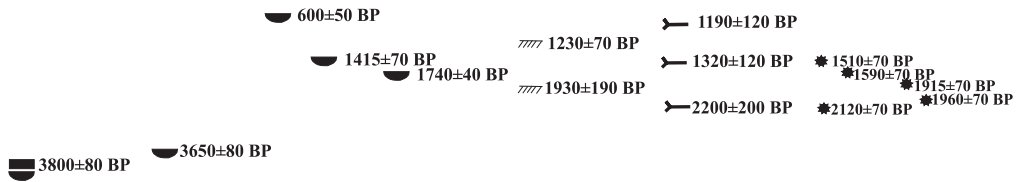
I: 35.45	IV: 35.45
II: 10.91	V: 16.36
III: 0.00	VI, VII: 1.82
IX: 0.00	VIII: 0.00

Ryc. 96. Rozmieszczenie próbek aluwiiów na diagramie zależności C-M

Fig. 96. Distribution of alluvial samples on the CM diagram

Odrębnym zagadnieniem jest zapis facjalny w wypełnieniach różnowiekowych starorzeczy. W oparciu o opracowane modele facjalne osadów dolinnych (ALEXANDROWICZ I IN. 1981) oraz za WÓJCICKIM (2005) przyjęto, że starorzecza mogą być zapełniane przez utwory autogeniczne facji biochemicznej [bc] lub osady alogeniczne facji: [ob] pozakorytowej, [s] stokowej, [af] stożków napływowych bocznych dopływów oraz [e] eolicznej. Analizę facjalną wypełnień rozpoczyna facja utworów korytowych [ch]. Wśród osadów facji [bc] występują utwory biogeniczne (torfy). Przyjętymi kryteriami kwalifikującymi paleokoryta do różnych generacji były parametry geometryczne paleokoryt, ich położenie w obrębie doliny i datowania spągu wypełnienia.



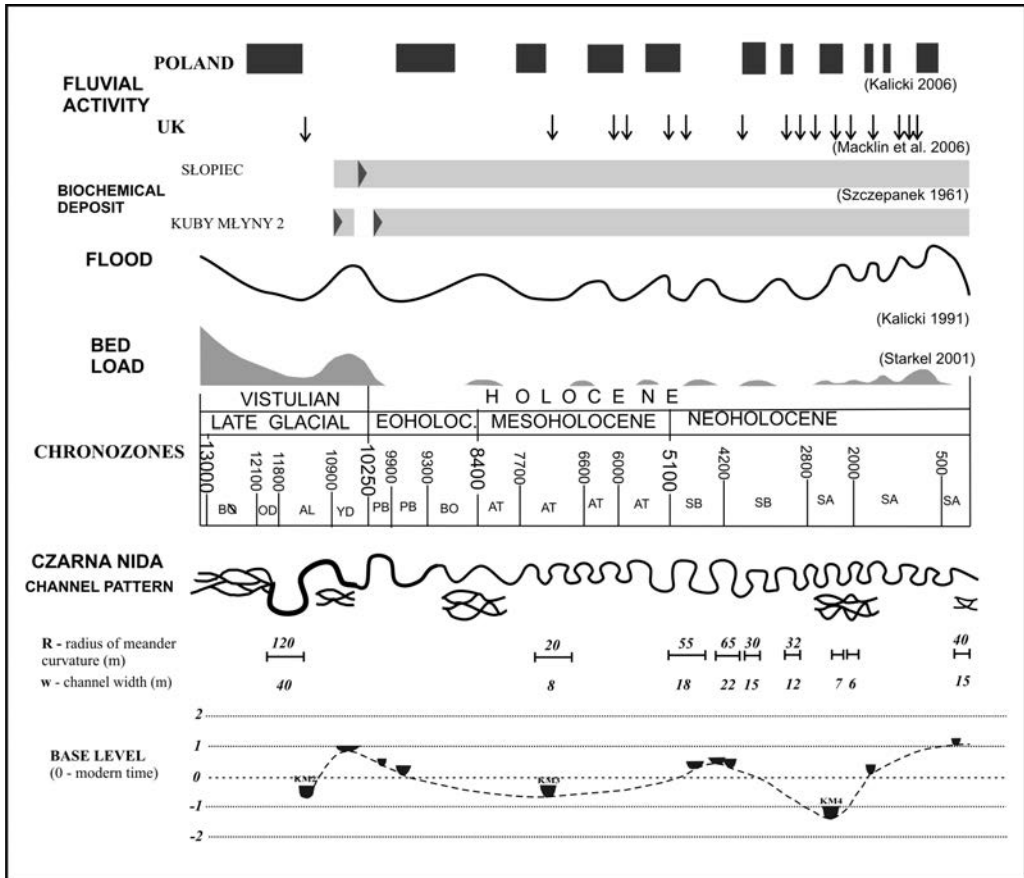


Ryc. 97 Zestawienie datowań ¹⁴C i TL
 Fig. 97. Statement of ¹⁴C and TL datings

W wypełnieniach starorzeczy starszych generacji (późnoglacialnych i eoholoceni-
skich makromeandrów) dominuje facja **[bc]**. Osady biogeniczne występują zwykle
bezpośrednio nad osadami korytowymi **[ch]** → **[bc]** (paleomeander Zbrza), zaobser-
wowano również przejście utworów facji biogenicznej w osady powodziowe **[ob]**,
po których ponownie powracały warunki sprzyjające akumulacji facji biogenicznej
[bc]; **[ch]**→**[bc]**→**[ob]**→**[bc]** (paleomeander Kuby Młyny 2). W wypełnieniach star-
orzeczy eoholoceni- (systemów wielokorytowych) stwierdzono obecność osa-
dów pozakorytowych różnej miąższości **[ch]**→**[ob]**. Starorzecza mezoholoceni-
skie wypełniają osady głównie biogeniczne **[bc]**, które przechodzą w osady stokowe **[s]**;
[ch]→**[bc]**→**[s]**→**[bc]** (paleomeander Łabędziów). Starorzecza najmłodszej generacji
(neoholoceni-skie) wypełniają głównie osady pozakorytowe **[ob]**. Facja **[bc]** nie jest tak
miągsza, jak w starorzeczach starszej generacji i występują one nad osadami koryto-
wymi, **[ch]**→**[bc]**→**[ob]** (paleomeander Kuby Młyny 4). W starorzeczach młodszej
generacji w dolnym odcinku Czarnej Nidy nad osadami facji **[bc]** stwierdzono wystę-
powanie facji **[e]**, **[ch]**→**[bc]**→**[e]**.

5.3. Rozwój doliny Czarnej Nidy w późnym Vistulianie i holocenie

W rozdziale zostaną przedstawione główne tendencje późnoglacialno-holocenijskiego cyklu erozyjno-akumulacyjnego w dolinie Czarnej Nidy i jej zlewni (ryc. 98, 99), które zostały zrekonstruowane w oparciu o wyniki szczegółowych badań zaprezentowanych we wcześniejszych rozdziałach (ryc. 97)



Ryc. 98. Zestawienie aktywności fluwialnej Czarnej Nidy na tle innych danych paleogeograficznych: aktywność fluwialna w Polsce (KALICKI 2006); aktywność fluwialna w Wielkiej Brytanii (MACKLIN I IN. 2006); narastanie torfów – Słopiec (SZCZEPANEK 1961); częstotliwość powodzi (KALICKI 1991); rumowisko rzeczne (STARKEŁ 2002)

Fig. 98. Fluvial activity of the Czarna Nida and corresponding palaeogeographical factors. According to various authors: fluvial activity in Poland (KALICKI 2006); fluvial activity in the UK (MACKLIN ET AL. 2006); biochemical deposit – Słopiec (SZCZEPANEK 1961); flood frequency (KALICKI 1991); suspended-material load (STARKEŁ ET AL. 2002)

W okresie maksimum ostatniego zlodowacenia Czarna Nida sypała aluwia terasy 4–6 m, co potwierdzają liczne datowania TL (25 do 14,5 ka) tych osadów (ryc. 99A). Ich wykształcenie wskazuje na to, ich akumulacja zachodziła na równinie aluwialnej rzeki roztokowej.

5.3.1. PÓŻNY GLACJAŁ

U schyłku młodszego pleniglacjału (po 14,5 ka) Czarna Nida rozcięła terasę 4–6 m (ryc. 99 B). Erozja ta nastąpiła na całej długości cieku, a także w dolinie Belnianki, gdzie taka faza datowana jest jako starsza niż młodszy dryas (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Początkowo rozcięcie to nie było zbyt głębokie, o czym świadczą aluwia vistuliańskie zachowane pod niższą terasą (Nida 3) oraz pagórem meandrowym (Łęg), i było prawdopodobnie związane z rozwinięciem roztokowym rzeki. Oprócz zmian klimatycznych rozcinaniu sprzyjała koncentracja koryt, gdyż co najmniej w allerödzie Czarna Nida miała już rozwinięcie meandrowe (ryc. 99 B.1). W efekcie rozcięcie to wyniosło 4–5 m, gdyż spąg wypełnienia makromeandrów położony jest około 0,5 m poniżej współczesnego poziomu wody w korycie. Równocześnie lateralna migracja koryta powodowała poszerzanie dna doliny wskutek podcinania teras i zboczy doliny. Erozja boczna doprowadziła do powstania izolowanych fragmentów teras, które współcześnie zachowane są jako pagóry meandrowe (ryc. 99 B.2). Ich wysokość, jak i budowa są zmienne. Część z nich aż do stropu budują aluwia vistuliańskie, czasem przekształcone eolicznie w stropie (np. Łaziska), natomiast w innych górna część korytowych osadów rzeki roztokowej została zerodowana, a pagóry przykryły piaszczyste osady pozakorytowe z okresu funkcjonowania wielkich meandrów (np. Łęg).

Ochłodzenie młodszego dryasu doprowadziło do rozluźnienia roślinności (laso-stepo-tundra) i pojawienia się tendencji do roztokowania i agradacji. Wyprostowanie biegu rzeki spowodowało odcięcie wielkich meandrów allerödskich (Kuby Młyny 2) i wypełnianie ich początkowo mułkami, a później wsypywaniem piaszczystych wkładek powodziowych. Koryta młododryasowe stały się bardziej prostolinijne i płytsze, a ich spąg położony jest współcześnie około 1 m powyżej poziomu wody (ryc. 98, 99 C). W szeregu odcinków (Kuby Młyny 2a, Nida) rzeka była jednak jednokorytowa, z wyraźną sekwencją prostą w aluwiach korytowych w strefach odsypów (11,7 ka), natomiast w miejscu połączenia z Białą Nidą występowało rozwinięcie roztokowe, o czym świadczą starorzecza na poziomie 3–4 m (ryc. 98). Zmiany koryta notowane były w tym okresie również na Belniance w Słopcu (SZCZEPANEK 1961, 1982).

HOLOCEN

W eholocenie obserwujemy stałą tendencję do powolnego wcinania się Czarnej Nidy. Na przełomie młodszego dryasu i holocenu wcina się także Belnianka, choć z różną siłą, a koło Napękowa doszło do zatorfienia dna doliny (9760–9530 BP), jednak w osiowej części szybko przerwano przez osady pozakorytowe (9420 BP) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Odpowiednikiem tego preborealnego uspokojenia procesów fluwialnych może być początek akumulacji serii organicznej (9670 BP) w makromeandrze Czarnej Nidy (Kuby Młyny 2) (ryc. 99 E) Sprzyjał temu klimat oraz opanowanie przez lasy brzoźowo-sosnowe całego regionu, co ograniczało dostawę osadów ze stoków, zmniejszyło obciążenie koryt i zmieniło obieg wody w zlewni.

Koryta zmniejszyły swoje parametry (ryc. 98, 99 E). W eoholocene powstały, przynajmniej na niektórych odcinkach Czarnej Nidy, np. koło Kubów Młynów, układy wielokorytowe (ryc. 99 F). Trudno rozstrzygnąć, jaki charakter miała rzeka koło Wolicy, gdzie zachowane jest wypełnienie kopalnego starorzecza odciętego około 8120 BP (Mała Wieś). Jednak faza powodzi z przełomu boreału i atlantyku zapisała się także w podzboczowej części doliny w wypełnieniu makromeandra Kuby Młyny 2 w postaci bardziej klastycznych osadów, akumulowanych tu pomiędzy 9670 a 7565 BP.

W optimum klimatycznym mezoholocenu i przy pełnym pokryciu obszaru przez mieszane lasy liściaste utrzymywała się tendencja do powolnego wcinania się Czarnej Nidy (ryc. 99 G). W starszym atlantyku znajdujemy pojedyncze ślady powodzi zapisane w aluwiach. Należy do nich przykrycie torfów przez osady klastyczne w starorzeczu około 7680 BP (Mała Wieś), czy zakończenie akumulacji torfowej (7560 BP) pod zboczem doliny Belnianki koło Napękowa (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Równocześnie początek narastania torfów w paleomeandrze Kuby Młyny 2 od 7565 BP wskazuje na uspokojenie procesów fluwialnych. W rejonie Kubów Młynów funkcjonowały w tym czasie małe meandry, z których jeden (Kuby Młyny 3) został odcięty przed 6490 BP. W podobnym okresie (Daleszyce: od 6800 do 5830 BP; Bieliny od 6000 BP) wzmogła się też agradacja w dolinie Belnianki (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Pod koniec atlantyku w dolinie Belnianki (5500 BP) notowana jest kolejna faza akumulacji, wycinane są koryta powodziowe (5520, 4850 BP), akumulowane pnie w aluwiach (4890 BP) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000), a w dolinie Lubrzanki powstało zaporowe jezioro (5400 BP), zablokowane przez stożki torencjalne (KOWALSKI 1990). Autorzy ci wiążą te fakty ze zwilgotnieniem klimatu. W drugiej połowie atlantyku w profilu ze Słopca pojawiają się też pierwsze ślady gospodarki człowieka, takie jak pyłek szczawiu (*Rumex*), babki (*Plantago lanceolata*) i zbóż (*Triticum*), a wzrost ilości węgielków i podniesiona krzywa *Artemisia* mogą być świadectwem prowadzenia gospodarki żarowej i odlesienia większych powierzchni niż w innych rejonach Gór Świętokrzyskich. Jednak skala rolnictwa neolitycznego wydaje się mniejsza niż na innych obszarach środkowoeuropejskich (brak wahińców krzywych pyłku mieszanego lasu liściastego na diagramach), a wilgotne dna dolin (np. rzeki Warkocz) zostały zasiedlone z opóźnieniem (brak pyłku chwastów i zbóż w atlantyckiej części profilu w Górnio) (SZCZEPANEK 1961, 1982).

Tendencja do wcinania uległa zmianie na przełomie atlantyku i subboreału, gdyż wczesnosubborealne paleomeandry Czarnej Nidy położone są około 1 m wyżej niż atlantyckie. Faza agradacji u schyłku atlantyku wystąpiła również w dolinie Belnianki i wiązana jest przez LUDWIKOWSKĄ-KĘDZIĘ (2000) ze zwilgotnieniem klimatu. Zmiany obiegu wody, takie jak powstanie jeziorzyska, intensywny rozwój torfowiska „Białe Ługi” w dolinie Belnianki oraz jej dopływów, musiały doprowadzić do zmian obiegu wody, a co za tym idzie, miały prawdopodobnie wpływ na zmniejszenie przepływów Czarnej Nidy, gdyż Belnianka doprowadza około 60% wody do doliny Czarnej Nidy. Zmniejszona siła transportowa wody spowodowała zrzucanie materiału i tendencję do agradacji. Znalazło to swoje odbicie również w kształcie koryt Czarnej Nidy z tego okresu, które są szersze i płytsze (Łabędziów, Łaziska 2) (ryc. 98, 99 H). Meandrowe

koryta w tym okresie migrowały lateralnie, o czym świadczy pień znaleziony w aluwium Lubrzanki (4600 BP). Odcinanie meandrów Czarnej Nidy następowało około 4490 BP (Łaziska 2), przed 3800 BP (Łabędziów) i około 3650 BP (Mosty). Zmiany koryta Belnianki miały miejsce natomiast około 4380 i 4230 BP, jej koryta powodziowe były datowane na 3950 BP, a zmiana typu sedymentacji w paleokorycie na 3260 BP (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Również w dolinie Lubrzanki rozpoznano serię subborealną z wkładkami sieczki organicznej (4100 i 3100 BP) (KOWALSKI 2002a, b), choć trzeba brać pod uwagę możliwość redepozycji organiki i włączenia jej w młodsze aluwium (por. KALICKI 2006). Warunki hydrologiczne na równinach zalewowych były jednak bardzo niestabilne, co spowodowało skorodowanie pyłku w torfowiskach w dnie doliny Belnianki (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). W subboreale nastąpiła, uwarunkowana klimatem, przebudowa składu gatunkowego lasów, w niższych położeniach panowały mieszane lasy liściaste, natomiast w wyższych zaczęły się formować lasy jodłowo-bukowe. Obficie pojawiły się wskaźniki upraw rolnych (szczaw, babka i zboża), a także węgielki, mogące być świadectwem gospodarki żarowej. W profilu w Słopcu warstwom z węgielkami towarzyszy nieznaczne podniesienie udziału NAP (*Filicales*, *Artemisia*) i brzozy (SZCZEPANEK 1961, 1982), co może wskazywać na odlesienie i późniejsze odnawianie lasu. W paleomeandrze Czarnej Nidy w Łabędziowie stwierdzono deluwia związane z osadnictwem kultury łużyckiej.

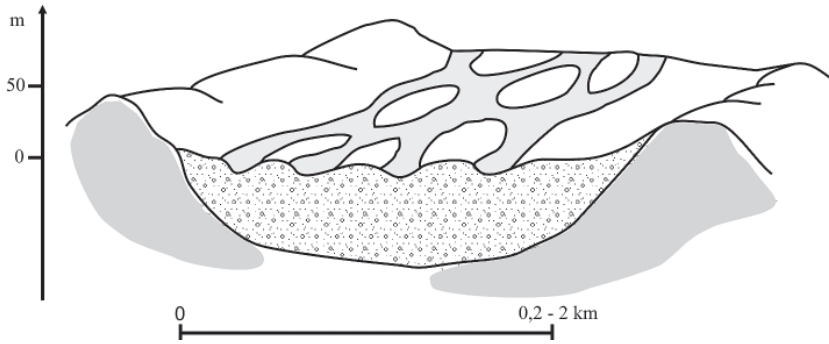
Na przełomie subborealu i subatlantyku rozpoczęła się faza intensywnej erozji, która swoje maksimum osiągnęła około 2500 BP, gdyż spąg starorzeczy Czarnej Nidy z tego okresu położony jest około 2 m poniżej współczesnego poziomu wody w rzece (ryc. 98). Faza tej erozji wywołana była najprawdopodobniej subatlantyckim zwilgotnieniem klimatu. Może to potwierdzać wzrost intensywności lateralnej migracji Lubrzanki (czarny dąb – 2810 BP) (Kowalski 2002a, b) oraz początek zatarfiania (2700 BP SOLTYSIK 2002) dna doliny Bobrzy. W dolinie Belnianki z tym okresem LUDWIKOWSKA-KĘDZIA (2000) łączy systemy koryt wezbraniowych wyciętych w równinie zalewowej (Danków), choć nie ma na to bezpośrednich dowodów. Około 2530 BP doszło do odcięcia meandru Czarnej Nidy (Kuby Młyny 4), a w podobnym czasie (2460 BP) torfy w paleokorycie Belnianki (Bieliny) zostały przykryte osadami pozakorytowymi (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Zrzucanie materiału przez rzekę w swoim górnym odcinku (Belnianka) spowodowało, że niedociążona Czarna Nida pogłębiała swoje koryto, dlatego starorzecza z tego okresu są bardzo wąskie, najgłębsze w ciągu całego holocenu (Kuby Młyny 4) (ryc. 99 I). W pierwszym okresie (SA-1) odlesienie dorzecza nie było jeszcze zbyt duże, gdyż udział pyłku AP w diagramach wynosi 80% (SZCZEPANEK 1961, 1982).

W okresie lateńskim i rzymskim intensywność przekształcania środowiska przez człowieka gwałtownie wzrosła, gdyż na obszarze Gór Świętokrzyskich zaczęły funkcjonować ośrodki prehistorycznej metalurgii (BIELENIN 1992; ORZECZOWSKI 2007), a jedno z takich centrów było zlokalizowane w dolinie środkowej Czarnej Nidy (PRZYCHODNI 2006). Węgle z dymarek były na stanowisku w Bilczy datowane na 2120, 1960, 1590, 1510 BP (PRZYCHODNI 2006). Znajduje to swoje potwierdzenie w diagramach pyłkowych (wyraźny wzrost NAP, AP poniżej 70%) (SZCZEPANEK 1961, 1982). Z intensywną

gospodarką ludności kultury przeworskiej można również wiązać uruchomienie procesów eolicznych w międzyrzeczu Białej i Czarnej Nidy i powstanie gleby kopalnej (1930 BP) w wydmie (ŚNIESZKO 1978). Równocześnie jednak wiele faktów wskazuje na ożywienie procesów fluwialnych w tym okresie. Erozja boczna koryt doprowadziła do akumulacji pni w aluwiach datowanych na 2200 BP w Czarnej Nidzie (ŚNIESZKO 1978), 1800, 1650, 1510 BP w Lubrzance (KOWALSKI 2002a, b), natomiast intensywne akumulacje wałów przykorytowych Belnianki doprowadziła do zatorfienia basenów powodziowych 2100, 2030 BP (Napędów) i 1600 BP (Czappów) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Zwiększona dostawa osadów do koryt, która mogła być związana z jednej strony z antropogenicznym odlesieniem, a z drugiej zgrupowaniem katastrofalnych zjawisk w okresie rzymskim (DOBRAŃSKA, KALICKI 2003, 2004; KALICKI 2006) mogła być przyczyną powstania (1740 BP) i funkcjonowania (1415 BP) systemu anastomozującego (rozgałęzionego) Czarnej Nidy w rejonie Ostrowa (ryc. 99 J).

Po zmianach kulturowych związanych z okresem wędrowek ludów obszar został zajęty przez Słowian. W ostatnich stuleciach notuje się skokowy wzrost antropopresji, co widoczne jest w diagramach pyłkowych (wzrost NAP powyżej 50%) (SZCZEPANEK 1961, 1982). Znalazło to swoje odbicie w formach i osadach dorzecza Czarnej Nidy. Zwiększona dostawa osadów spowodowała podniesienie poziomu koryta (2 m) i wyraźną agradację, która trwała aż do schyłku średniowiecza. Wzrost szybkości akumulacji osadów pozakorytowych po 1530 BP został zarejestrowany w wypełnieniu paleomeandra (Kuby Młyny 4), a także w strefie przykorytovej Czarnej Nidy (Zbrza: gleba kopalna – 1290 BP), natomiast o przesuwaniu koryta świadczą czarne dęby (1190 BP; LINDNER 1977) (ryc. 99J). Zmiany tego typu są również znane z doliny Belnianki, gdzie osady pozakorytowe przerwały narastanie torfów w paleokorytach (1300, 270, 140 BP), a wzmożona akumulacja wałów przykorytowych doprowadzała do zatorfiania basenów powodziowych (990, 840, 770, 660 BP), natomiast z erozją na zboczach wiąże się seria deluwiów (720 BP) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). W dolinie Lubrzanki powstało kolejne jezioro zaporowe (po 1360 BP), a także serie osadów pozakorytowych (760, 530, 440 BP) (KOWALSKI 2002a, b).

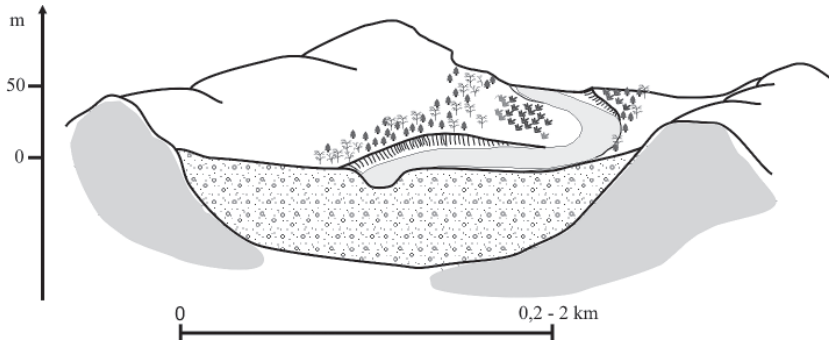
W ostatnich stuleciach na skutek koncentracji koryta, stopniowego zaniku odcinków wielokorytowych, prac regulacyjnych, melioracyjnych, budowy młynówek, rozwoju zwirowni, Czarna Nida pogłębiła swoje koryto, a jej poziom jest zbliżony do poziomu z wczesnego subatlantyku (ryc. 99 K).



A. vistulian – młodszy pleniglacjał (LGM – YPL)

A. vistulian – Younger Pleniglacial (LGM – YPL)

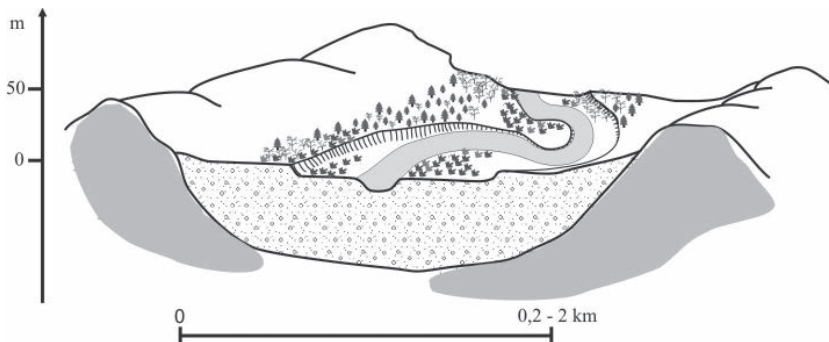
klimat subpolarny → duża zmienność przepływu w rzekach → dodatni bilans aluwii → roztokowy układ koryt rzecznych



B. Późny glacjał (LG)

B. Late Glacial (LG)

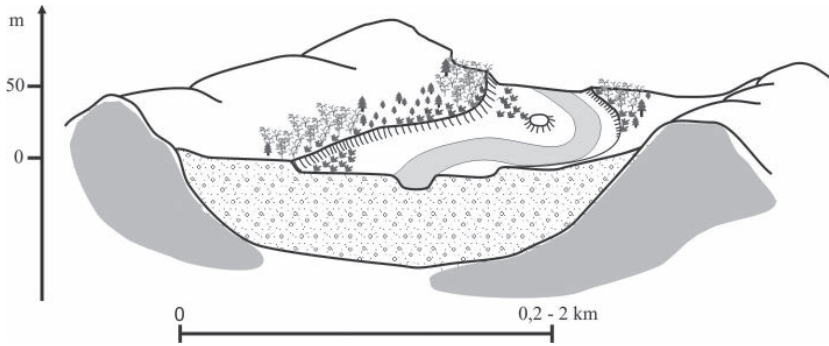
klimat umiarkowany chłodny (interfazy bölling, alleröd) → zwarta pokrywa roślinna → rzeki słabo obciążone → rozwój wielkopromiennych meandrów → erozja dna



B.1. Późny glacjał – alleröd (AL)

B.1. Late Glacial – alleröd (AL)

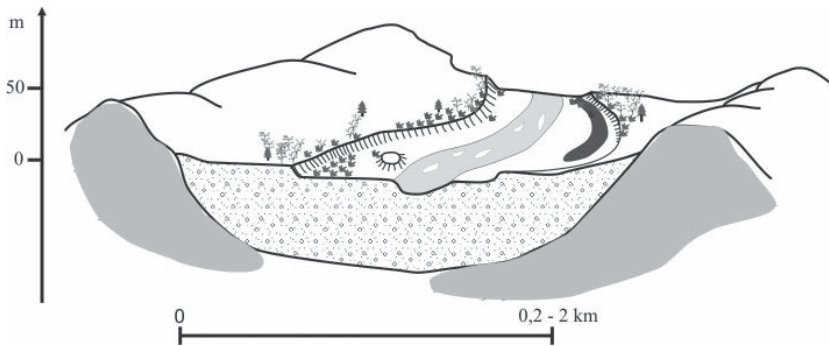
lateralna migracja wielkopromiennych meandrów → erozja boczna → poszerzanie dna doliny



B.2. Późny glacial – alleröd (AL)

B.2. Late Glacial – alleröd (AL)

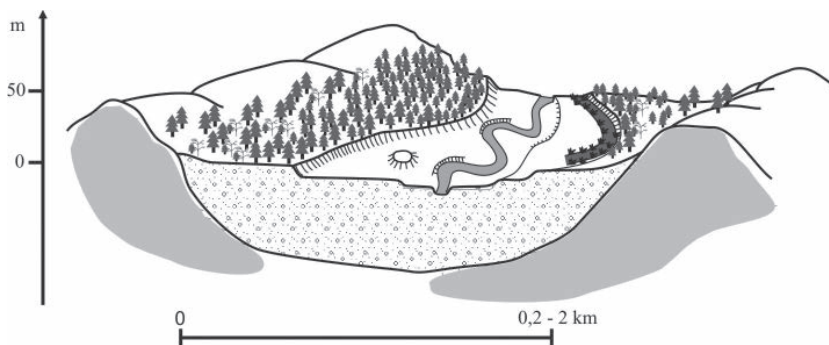
lateralna migracja wielopromiennych meandrów → erozja boczna → powstanie pagórów meandrowych



C. Późny glacial – młodszy dryas (YD)

C. Late Glacial – Younger Dryas (YD)

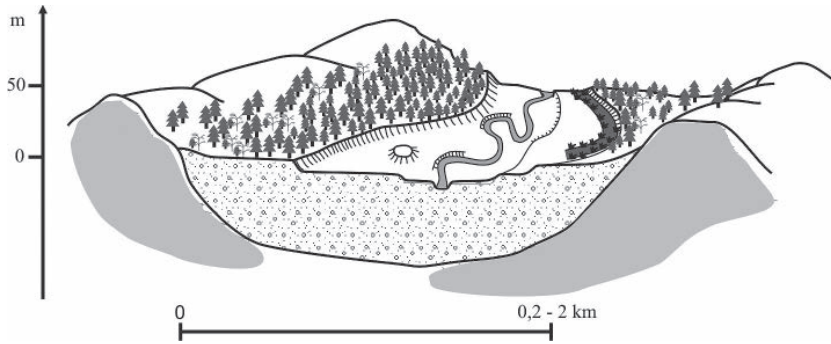
ochłodzenie klimatu → rozluźnienie szaty roślinnej → dodatni bilans aluwii → prostowanie koryt → odcinanie meandrów → lokalnie roztokowanie



D. Holocen – preboreal (PB)

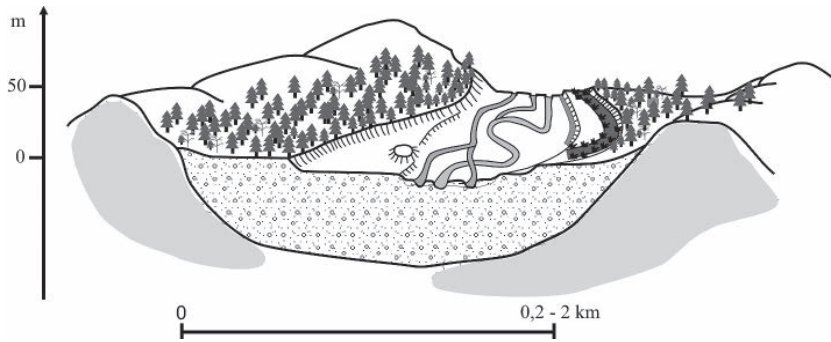
D. Holocene – Preboreal (PB)

ocieplenie, klimat umiarkowany, wilgotny → zwarta pokrywa roślinna (lasy brzoźowo-sosnowe) → narastanie torfów w starorzeczach



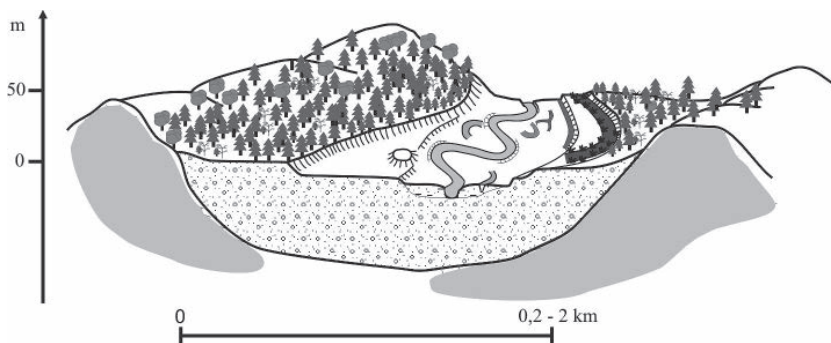
E. Holocen – boreal (BO)
E. Holocene – Boreal (BO)

klimat umiarkowany, wilgotny → zwarta pokrywa roślinna (lasy sosnowe z brzozą) → narastanie torfów → wąskie koryta



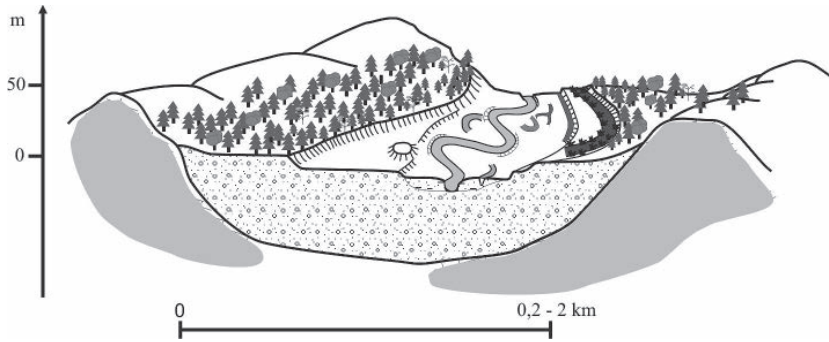
F. Holocen – boreal (BO)
F. Holocene – Boeral (BO)

klimat umiarkowany, wilgotny → zwarta pokrywa roślinna (lasy sosnowe z brzozą) → narastanie torfów → akumulacja osadów w rozszerzeniach przed przełomami → awulsje i funkcjonowanie układów wielokorytowych



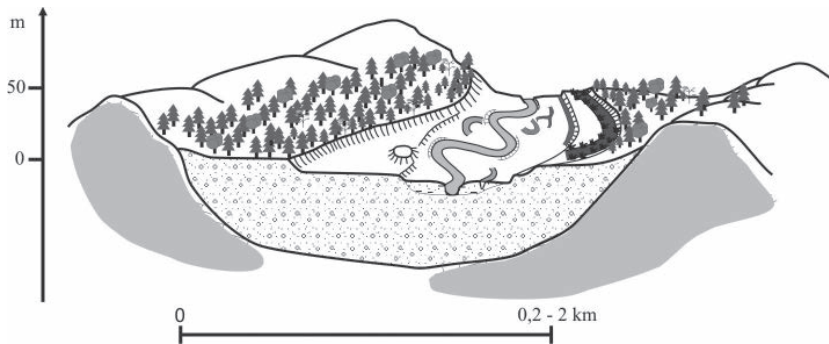
G. Holocen – atlantyk (AT)
G. Holocene – Atlantic (AT)

klimat umiarkowany, optimum klimatyczne → powolna erozja denna → koryta meandrujące o małych parametrach



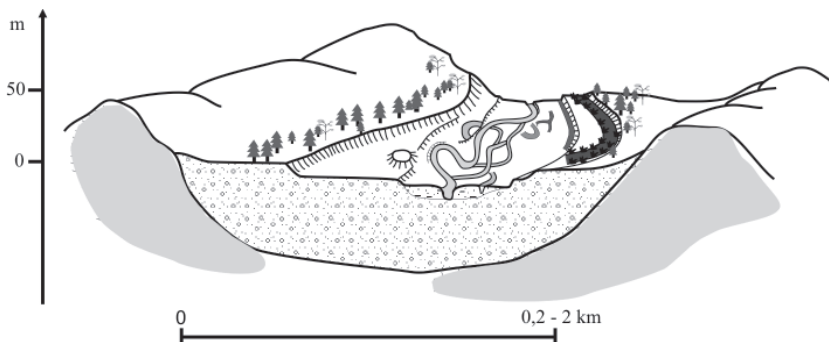
H. Holocen – subboreal (SB)
H. Holocene – Subboreal (SB)

klimat umiarkowany, chłodny, wilgotny → powolna akgradacja → koryta szersze



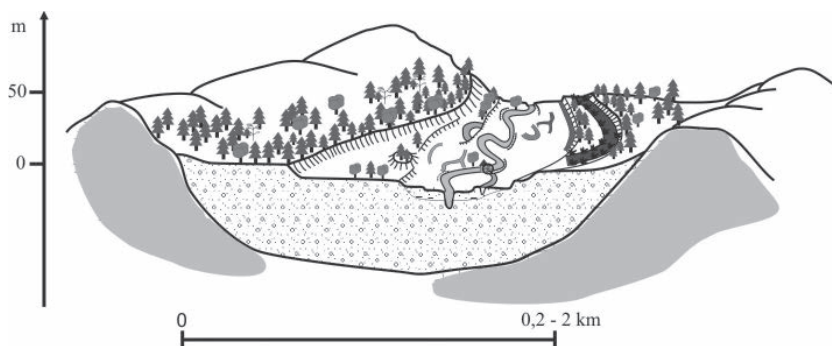
I. Holocen – subatlantyk (SA-1)
I. Holocene – Subatlantic (SA-1)

klimat umiarkowany chłodny, wilgotny → zwarta pokrywa leśna (lasy mieszane) → wzrost erozji dennej → koryta węższe, głębsze



J. Holocen – subatlantyk (SA-2) (okres rzymski)
J. Holocene – Subatlantic (SA-1) (Roman period)

klimat umiarkowany chłodny, wilgotny → rozwój prehistorycznych centrów metalurgicznych kultury przeworskiej → odlesienie i dostawa materiału mineralnego → odcinki anastomozujące → intensywna akumulacja osadów pozakorytowych



K. Holocen – subatlantyck (SA-3) (współczesność)

K. Holocene – Subatlantic (SA-1) (Modern time)

klimat umiarkowany chłodny, wilgotny → antropogeniczne zmiany układu koryt (młynówki, regulacja) → wtórne zalesienie

Ryc. 99. Model ewolucji doliny Czarnej Nidy

Fig. 99. Evolution model of the Czarna Nida valley

5.4. Ewolucja doliny Czarnej Nidy na tle ewolucji dolin polskich i środkowoeuropejskich

U schyłku młodszego plejstocenu (po 14,5 ka) Czarna Nida rozcięła terasę 4–6 m. Erozja ta nastąpiła na całej długości ciek, a także sięgnęła do doliny Belnianki i Lubrzanki. Faza wcinania się w tym okresie została rozpoznana na licznych ciekach w dorzeczu górnej Wisły, a także w szeregu dolin środkowoeuropejskich i związana była ze zmianami klimatycznymi, a także ze zmianą rozwinięcia koryt z roztokowych na meandrowe. Na obszarach ekstraglacialnych faza ta jest opóźniona w stosunku do obszarów młodoglacjalnych, gdzie erozja nawiązywała do cofania się lądolodu (KALICKI 2006), co widoczne jest również w dolinach dolnej Wisły, Wieprzy, Słupi (ryc. 101). Faza erozji objęła nie tylko główne doliny, ale notowana jest np. w dorzeczu Renu, również w dolinach trzeciego rzędu – Wetter (KALICKI 2006, tam literatura). Koryta roztokowe na wielu odcinkach rzek utrzymywały się jeszcze przez cały okres późnego glacialu a zmiana rozwinięcia była uwarunkowana różnymi czynnikami (ryc. 101) (KAISER i in. 2012).

W kolejnym etapie, przynajmniej od allerödu, Czarna Nida płynęła wielkimi meandrami. Faza makromeandrów została szeroko rozpoznana w dolinach Niżu Europejskiego – od Holandii, Belgii aż po Rosję (np. KOZARSKI, ROTNICKI 1977, 1978; SZUMAŃSKI 1983; VANDENBERGHE I IN. 1994; PANIN I IN. 1999) (ryc. 101), a także w dolinach w kotlinach przedkarpaccich (np. SZUMAŃSKI 1986; KALICKI 1991; KLIMEK 1992) i przedsudeckich (WÓJCICKI 2005; WÓJCICKI, MARYNOWSKI 2010), choć jej początek (epe, bölling, alleröd) jest różny w zależności od obszaru, co było uwarunkowane czynnikami lokalnymi – (VANDENBERGHE 2003; KALICKI 2006; NOTEBAERT, VERSTRAETEN

2010). Jednak dotychczas brak było takich danych z dolin średniogórza europejskiego, w tym dolin regionu świętokrzyskiego. Dopiero badania w dolinie Czarnej Nidy pozwoliły na uzupełnienie tej luki (KRUPA 2010, 2011, 2012a, b, c; KALICKI I IN. 2012). Wielkie meandry miały szansę się tu rozwinąć w rozszerzeniach, gdzie rzeka mogła „swobodnie” meandrować i poszerzać równinę zalewową. Lateralna migracja koryta doprowadziła do powstania szeregu pagórów meandrowych zachowanych w dnie doliny. Brak wystarczającej liczby datowań nie pozwala na dokonanie szczegółowej klasyfikacji makromeandrów, wzorem z doliny Warty czy Mozy (por. VANDENBERGHE I IN. 1994). Jednak na podstawie ich pozycji morfologicznej oraz wieku bezwzględnego i względnego możemy wyróżnić dwie generacje: starszą, allerödzką o bardziej krętym przebiegu, z wąskim nurtem i szerokim łóżyskiem (np. Kuby Młyny 2) oraz młodszą, młododryasową, o małej krętości i z tego względu słabo zróżnicowaną, płytką strefę nurtową (np. Kuby Młyny 2a, Nida). Te dwie generacje są wyrazem pojawienia się w młodszym dryasie tendencji do roztokowania, zmian koryta Czarnej Nidy i agradacji (terasa 3–4 m). Tendencja do roztokowania rzek w tym okresie znana jest również z innych dolin polskich (FORYSIAK 2005, 2010) i środkowoeuropejskich (HUISINK 1998; KALICKI 2006) (ryc. 102).

W eo- i mezoholocene obserwujemy stałą tendencję do powolnego wcinania się Czarnej Nidy. W tym okresie nastąpiło uspokojenia procesów fluwialnych, czego wyrazem może być początek akumulacji serii organicznych w dnie doliny Belnianki (od 9760–9530 BP) i makromeandrze (Kuby Młyny 2 – 9670 BP). W podobnym okresie w licznych starorzeczach środkowoeuropejskich (np. Niemcy) również notuje się narastanie torfów, a zmiany koryt i sedymentacji były powodowane raczej przez pojedyncze zdarzenia ekstremalne (KALICKI 2006). Z takim zjawiskiem jest prawdopodobnie związane zakończenie akumulacji torfów w części osiowej Belnianki (9420 BP). W eoholocene powstały, przynajmniej na niektórych odcinkach Czarnej Nidy, układy wielokorytowe, również w tym okresie układy wielokorytowe (anastomozujące) funkcjonowały na Osobłodze, Sanie (ryc. 104), Sprewie, Łabie i Małym Szamoszu (ryc. 102). Jak pokazują badania z Wyżyny Lubelskiej (DOBROWOLSKI I IN. 2010), w eoholocenijskich układach anastomozujących występowały koryta główne i drugorzędne.

W mezoholocene w dorzeczu Czarnej Nidy występują trzy okresy, w których wzmożła się aktywność fluwialna zapisana zmianami koryt i typu sedymentacji. W pierwszym, na przełomie boreału i atlantyku, doszło do zmian koryta Czarnej Nidy (8120 BP), a powodzie zalewające całe dno doprowadziły do zailenia torfów w przyboczowych makromeandrach (pomiędzy 9670 a 7565 BP). W kolejnym, w środkowym atlantyku, oprócz zmian koryta Czarnej Nidy (6490 BP) wystąpiła faza agradacji w dolinie Belnianki (pomiędzy 6800 a 5830 BP; od 6000 BP). Ostatni okres, pod koniec atlantyku, zaznaczył się w dolinie Belnianki wzmoczeniem akumulacji (5500 BP), wycinaniem koryt powodziowych (5520, 4850 BP) i akumulacją pni w aluwjach (4890 BP), a w dolinie Lubrzanki sypaniem stożków torencjalnych, które utworzyły jezioro zaporowe (5400 BP). Wszystkie te fazy bardzo dobrze korelują się z okresami powodzi wydzielanymi dla dorzecza górnej Wisły (ryc. 101) oraz innych dolin środkowoeuropejskich

i wywoływany przez wahania klimatyczne oraz zgrupowania zjawisk ekstremalnych (por. KALICKI 2006). Niewielka skala zmian antropogenicznych środowiska zlewni Czarnej Nidy w neolicie pozwala na wykluczenie człowieka jako przyczyny tych faz. Natomiast przykrycie torfów przez osady klastyczne w starorzeczu Czarnej Nidy około 7680 BP, czy zakończenie akumulacji torfowej (7560 BP) pod zboczem doliny Belnianki koło Napękowa, wiąże się prawdopodobnie z lokalnymi zjawiskami ekstremalnymi, co może potwierdzać pośrednio fakt, że w tym samym czasie (7565 BP) zaczęły narastać niezailone torfy w podzboczowych makromeandrach Czarnej Nidy.

Na przełomie atlantyku i subboreału rozpoczęła się agradacja, zarówno w dolinie Czarnej Nidy, jak i Belnianki, co mogło być związane z lokalnymi przyczynami (por. rozdz. 5.3). Koryto Czarnej Nidy stało się szersze i płytsze. Podobne poszerzenie koryta górnej Wisły w młodszym subborealne zostało opisane z rejonu Krakowa (KALICKI 1991, 2006), natomiast w dolinie Warty zaczęły w tym okresie funkcjonować układy wielokorytowe (ryc. 101) (KOZARSKI 1974; FORYSIAK 2005, 2010). Pnie drzew (4600 BP) w aluwiach i subborealne serie (4100 i 3100 BP) Lubrzanki, zmiany koryta Czarnej Nidy (około 4490, przed 3800 BP, około 3650 BP) i Belnianki (około 4380 i 4230 BP), powstanie koryt powodziowych (3950 BP) oraz zmiana typu sedymentacji w paleokorycie tej ostatniej rzeki (3260 BP) nie koncentrują się w pewnych okresach, choć oczywiście niektóre datowania przypadają też na fazy wzmożonej aktywności fluwialnej rzek środkowoeuropejskich, np. 4500–4000 i 3500–3000 BP (ryc. 98) (por. KALICKI 2006). Znaczne rozproszenie dat może być spowodowane stopniowo nasilającą się antropopresją, czytelną w diagramach pyłkowych.

Na przełomie subboreału i subatlantyku rozpoczęła się faza erozji Czarnej Nidy, która swoje maksimum osiągnęła około 2500 BP. Towarzyszył jej wzrost tempa migracji lateralnej, np. Lubrzanki (2810 BP), zmiany koryta Czarnej Nidy (2530 BP), zmiany typu sedymentacji na równinach zalewowych Bobrzy (2700 BP) i Belnianki (2460 BP). Jednak największa koncentracja tego typu zdarzeń występuje w okresie rzymskim (por. rozdz. 5.3), kiedy w dolinie Czarnej Nidy rozwinęło się centrum prehistorycznego hutnictwa, a działalność człowieka uruchamiała procesy eoliczne (1930 BP). Przeciągnięcie rzeki doprowadziło do powstania w tym czasie systemu wielokorytowego, który funkcjonował aż do końca średniowiecza. Subatlantyckie układy anastomozujących koryt znane są z dolin Sanu, Narwi, Bobru, Wieprzy, Słupi, a także z dolin rumuńskich i niemieckich (ryc. 102). Rozstrzygnięcie, czy układy te były uwarunkowane czynnikami naturalnymi czy antropogenicznymi, jest na tym etapie badań niemożliwe.

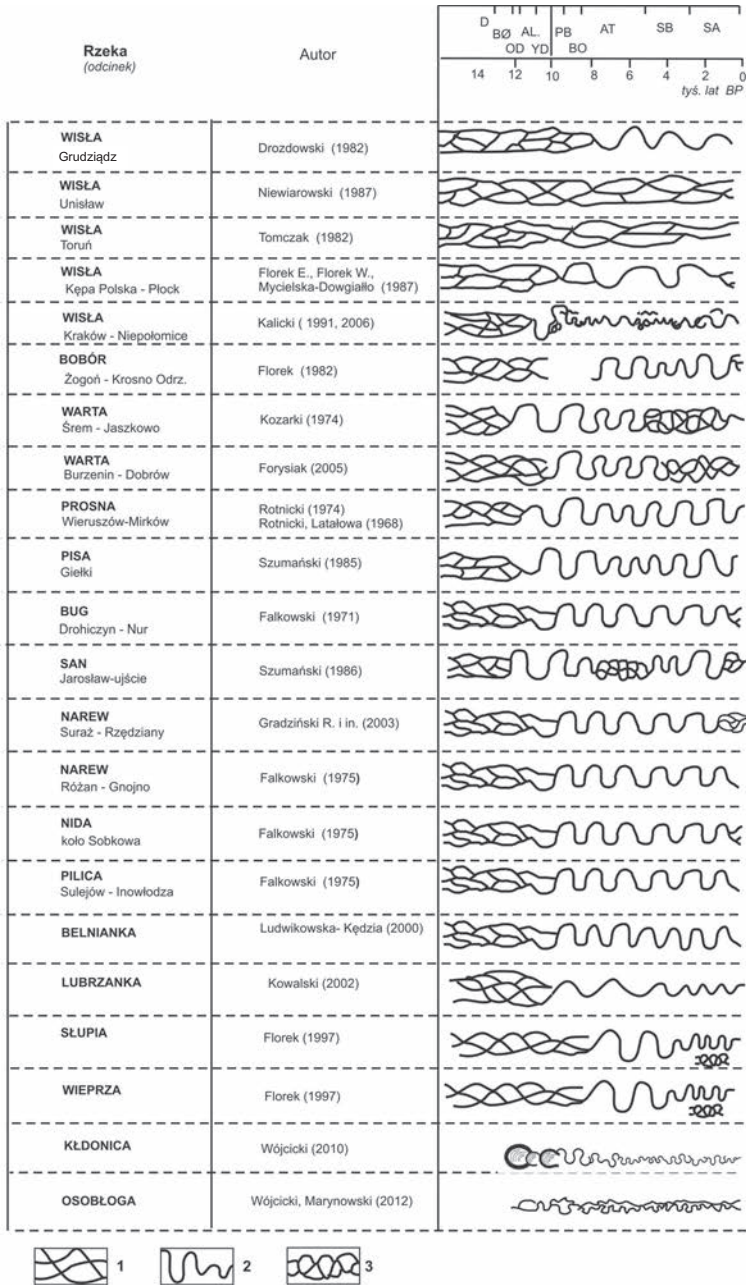
W ostatnich stuleciach w dorzeczu Czarnej Nidy wyraźnie wzrasta tempo sedymentacji pozakorytowej, dochodzi do zatarfiania basenów powodziowych, powstawania serii deluwiów, co jest związane z nasileniem się antropopresji, a równocześnie z większą częstością zjawisk ekstremalnych w czasie małej epoki lodowej. Opisywane przez E. Falkowskiego roztokowanie koryt lub zwiększanie parametrów meandrów na skutek zaniku małej retencji nie było powszechne. W dolinie Czarnej Nidy, podobnie jak w dolinach Warty, Łaby i Mołdawy (ryc. 101, 102), następowała koncentracja

koryta i przejście do układu meandrowego, co prawdopodobnie było uwarunkowane antropogenicznie.



Ryc. 100. Doliny rzek na tle mapy pasów geomorfologicznych Polski (za: KONDRACKI, RICHLING 1998)

Fig. 100. River valleys in Poland on the Map of landscape belts (KONDRACKI, RICHLING 1998)

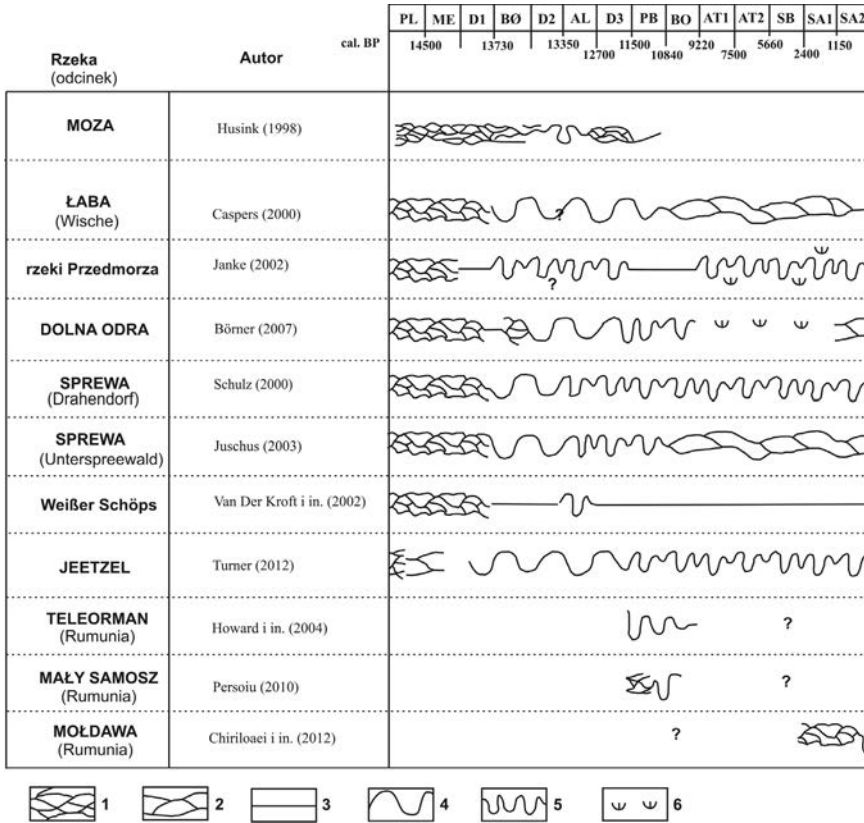


Ryc. 101. Transformacja wybranych systemów rzecznych Polski u schyłku plejstocenu i holocenu (na podstawie FLOREK 1991) uzupełnione i zmienione)

Objaśnienia (typy rozwinięcia koryt): 1 – roztokowy; 2 – meandrujący, wielkie meandry, małe meandry; 3 – wielokorytowy, anastomozujący, rozgałęziony, błędzący

Fig. 101. Late Pleistocene and Holocene channel pattern changes in river valleys in Poland (based on FLOREK 1991, modified and supplemented)

1 – braided; 2 – meandering, large meanders, small meanders; 3 – multichannel, anastomosing



Ryc. 102. Transformacja wybranych systemów rzecznych Holandii (HUISINK 1998), Niemiec (KAISER I IN. 2012, tam literatura) i Rumunii (CHIRILOAEI I IN. 2012) u schyłku plejstocenu i holocenu
 Objasnienia: 1 – roztokowy, 2 – anastomozujący, 3 – prosty, 4 – meandrujący, wielkie meandry, 5 – meandrujący, 6 – zatorfienie

Fig. 102. Late Pleistocene and Holocene channel pattern changes in river valleys in northeast Germany (Kaiser et al. 2012), Romania (Chiriloaei et al. 2012) and Netherland (HUISINK 1998). 1 – braided, 2 – anastomosing, 3 – straight course – incision, 4 – large meanders, 5 –small meander, 6 – peatland formation

Wnioski

W obrębie dna doliny, w jednym poziomie morfologicznym występuje szereg włożeń różnowiekowych. Włóżenia te były formowane przez rzekę o różnym rozwinięciu koryta – makromeandry (późny glacjał) – układy wielokorytowe (eoholocen, subatlantyk) – małe meandry (holocen).

Ogólne tendencje późnoglacialno-holocenijskiego cyklu erozyjno-akumulacyjnego nawiązują do prawidłowości znanych z dolin środkowej Europy i opisanych w licznych pracach. Należy do nich rozcięcie z przelomu młodszego pleniglacjału i późnego gla-

cjału, młododryasowe prostowanie i roztokowanie koryt oraz szereg holocenijskich faz wzmożonej aktywności fluwialnej.

W dolinie Czarnej Nidy oprócz faz ponadregionalnych, np. mezoholocenu, występują najprawdopodobniej ślady pojedynczych zdarzeń ekstremalnych (lokalnych), które modelują zlewnie niższego rzędu.

W dolinie Czarnej Nidy nie zostały rozpoznane wyraźne ślady wzrostu aktywności fluwialnej związanej z rozprzestrzenieniem się prehistorycznego hutnictwa żelaza w okresie rzymskim. Wydaje się to tym dziwniejsze, że skala odlesień musiała być bardzo duża (dane palinologiczne i archeologiczne), a szereg stanowisk zlokalizowanych było na równinie zalewowej. Brak żużli w aluwiach uniemożliwia traktowanie ich jako wskaźnika datującego. Wyraźny wzrost tempa sedymentacji zauważany jest dopiero od średniowiecza.

Dane z doliny Czarnej Nidy oraz analiza literatury z innych dolin środkowoeuropejskich wskazują na to, że koncepcja E. FALKOWSKIEGO (1971, 1975) dotycząca późnoglacialno-holocenijskiej transformacji koryt niżowych: rzeka roztokowa – wielkie meandry – małe meandry – rzeka roztokowa, może być stosowana również do rzek średniogórza. Powinna jednak zostać uzupełniona o holocenijskie systemy wielokorytowe, (anastomozujące, rozgałęzione), które funkcjonowały w eoholocenie i subatlantyku. Ciągłość układów wielokorytowych od eoholocenu do subatlantyku pozostaje kwestią otwartą i wymagającą dalszych badań.

Summary

Natural and anthropogenic factors influenced Czarna Nida river valley during the Late Glacial and Holocene

Studies on the impact of climate and human activity on evolution of river valleys, in various timescales, have been being conducted for many years in various academic centres (e.g. TROLL 1957; STARKEL 1960; FALKOWSKI 1967, 1975; SCHIRMER 1974; BECKER, SCHIRMER 1977; KOZARSKI, ROTNICKI 1977, 1978; SZUMAŃSKI 1977, 1982; ALEXANDROWICZ ET AL. 1981; STARKEL, THORNES 1981; FLOREK 1991; KALICKI 1991; VANDENBERGHE 1992). Today these problems have not lost anything from their topicality, which could be proved by numerous programs (e.g. INQUA-GLOCOPH, FLAG, PAGES), conferences, and publications from the last years (e.g. VANDENBERGHE, MADDY 2001; KLIMEK 2003; KUKULAK 2004; STARKEL 2005; KALICKI 2006; KOBOJEK 2009; NOTEBAERT, VERSTRAETEN 2010.). Prehistoric changes of the environment, both natural and anthropogenic, may be a base for forecasts in conditions of recent climatic changes and increasing anthropogenic pressure.

Hitherto studies concentrated on investigations of main valleys, e.g. the Vistula river valley, in several parts, published in 6 volumes 'Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years' in the years 1982–1996 and summarized in a monograph (STARKEL 2001). A row of published monographs concerned particular regions of Poland, e.g. the region of Łódź (TURKOWSKA 1988), Pomerania (FLOREK 1991), Bieszczady (KUKULAK 2004), or the entire Central Europe (KALICKI 2006). However, majority of these studies were focused on rivers of the first or second order, and only a few of them concerned rivers from the belt of uplands and old mountains (e.g. KLIMEK 1996, 1999, 2003; ŚNIESZKO 1985; TEISSEYRE 1991; MICHNO 2004; WÓJCICKI 2005, 2010).

In the Holy Cross region the investigations on this subject were conducted in a few sections of valleys (among others the valleys of Świślina, Psarka, Belnianka, Nida, Kamienna) in the 1950s and 1960s, and in the upper, source section of the Czarna Nida (in the fourth-order valleys of Lubrzanka and Belnianka) in the 1990s (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000, KOWALSKI 2002a, b).

The present study is an attempt of filling a gap in the Polish literature on this subject; regional on the one hand, and this concerning identification of record of the climate changes and the anthropogenic pressure in morphology and alluvia of the lower, third-order river systems on the other.

Location and environment of the investigated area

Czarna Nida is the name of the flow stretching from confluence of Lubrzanka and Belnianka to its connection with Biała Nida, below which the river is labelled as Nida, a left-bank tributary of the Vistula river. Length of the Czarna Nida is 63,8 km (from

sources of Lubrzanka, often considered as the source flow), and surface of the drainage basin – 1224.1 km². However, taking as the criterion the annual outflow of water through a cross section of the river channel, it is Belnianka which should be recognized as the main source of the Czarna Nida. It flows out from southern slopes of the Łysogórskie Range, at a height of 495 m a.s.l. (RZEPA 1992).

The studied section encompasses the valley from the connection of Lubrzanka and Belnianka all the way to the confluence of the Biała Nida and Czarna Nida rivers. It is about 30 km in length, and the valley width is fluctuating in the range of 1–2 km. In the entire section the valley stretches along the boundary of two important regions distinguished within the belt of uplands and old mountains; the Kielecka Upland with the Holy Cross Mountains and the Nida Basin. Due to its latitudinal direction, the valley successively cuts minor subdivisions of these regions, in the area stretching NW–SE and finger-pattern overlapping. Hence, in regional divisions of the area some divergences and/or differences appear.

The river basin of the Czarna Nida is situated within three geological units of different genesis. The northern part of the drainage area lies within the Palaeozoic core of the Holy Cross Mountains (Caledonian and Variscan units), south-western part – in its Permian-Mesozoic cover (Alpine units), and southern part – in the Nida Basin, genetically included into the Carpathian Foredeep (KUPCZYK ET AL. 1994).

Relief of the Czarna Nida river basin is principally shaped by a row of parallel, rigid, isoclinal, less frequently anticlinal, ranges and crests stretching NW–SE (Variscan and old-Tertiary systems – LENCEWICZ 1934; KLATKA 1964; RADŁOWSKA 1967a, b; GILEWSKA 1972), divided by elongated, relatively wide depressions, denudation basins in their character, and inversion, isoclinal and anticlinal valleys formed in more erodible rocks. The Triassic-Jurassic margin of the Holy Cross Mountains is of modular (block) structure, exhibiting framework elements of the Palaeozoic core, transposed in Mesozoic cover (STUPNICKA 1971; JURKIEWICZ 1975). The valley network, however, does not refer to the system of main elements of the relief, because it formed and developed on the primary structural surface.

In this area river valleys formed in the early Tertiary, and the system established was related to monoclinical character of the Mesozoic cover of the Palaeozoic core (GILEWSKA 1972; KOWALSKI 1988 a, b, 1993). In the southern limb of the swelling, i.e. in the Czarna Nida drainage area, the valleys were consequent, however in the axial part – subsequent. Therefore, sharp change of the Lubrzanka course, often interpreted as an effect of capture (e.g. LENCEWICZ 1913, 1934; KOTAŃSKI 1959; RADŁOWSKA 1963), is primary, whereas the gorge is epigenetic-antecedent-transfluent (KOWALSKI 1988b, 2002b). The valley system, imposed on the Palaeozoic core, is in fact old-Tertiary.

In the last two million years both the geological background and the relief were intensively transformed by repeated glacial periods alternating with interglacials. In the effect, polygenetic Quaternary covers formed, of considerable thickness, often several tens of metres (up to 35 m in the Czarna Nida valley), mostly deposited in the intra-mountain depressions.

The drainage basin of the Czarna Nida receives 650 mm of the annual rainfall, on average, most intensive in the summer. Currently, forestation of the Czarna Nida catchment is below 25%. Subcontinental broadleaved forests and continental mixed pine-oaken forests are predominating types of the potential flora.

Settlement development in the Czarna Nida valley

Succeeding stages of settling in the Czarna Nida valley, poorly recognized, are referred to the phases distinguished for the Polish uplands (TUNIA ed. 1997). The posts documented at realization of the Archaeological Picture of Poland represent a chronological section from late Palaeolithic till modern times, and most of them proved to be of multicultural character. First traces of settlements in the Czarna Nida valley date back to the late Palaeolithic. The artefacts from that period are flint shavings and split flakes. Peoples from that period led the nomadic way of life, based on gathering and hunting, not affecting the natural environment in any essential way.

A turning point in the Holocene evolution of the environment was so-called neolithization, i.e. proliferation of agricultural and farming cultures. This, in turn, brought about increasing changes in the geographical environment; deforestation and intensification of the soil erosion. Stone axes and quern-stones, found in Wola Morawicka and Nida, are traces of these cultures.

In the early Bronze Age new, nomadic post-Corded-Ware cultures developed in Central Europe; the Mierzanowice culture in the river basin of the upper and middle Vistula. In the Czarna Nida valley the settling density grew significantly; grave fields in Nida and Łabędziów represent traces of peoples of the Trzciniec (1800–1300 BC) and Lusatian (1300–1100 BC) cultures.

At the turn of the Hallstatt and La Tène periods people of the Pomeranian culture, who developed more dispersed settlement structures than earlier, appeared in the Czarna Nida valley. Mobile, small groups of people practiced farming on drier, higher situated soils.

In the pre-Roman period (four last centuries BC) in central Poland the Przeworsk culture developed, characteristic for relatively big, concentrated iron smelting centres (e.g. in the Holy Cross Mountains). Archaeological excavation sites of that period, relatively abundant within the Czarna Nida floodplain, are closely tied to that smelting activity. Most of the newly discovered finds connected with the iron smelting south of Kielce concentrate in the area of the middle section of the Czarna Nida (PRZYCHODNI 2006). Bloomery slag was encountered there in farming and barren lands, pastures or mole-hills. Most of the sites discovered were directly related to the iron smelting. Such broad production activity could have been supported by three settlements of the Przeworsk culture, however, distinguished only on the basis of surface finds (PRZYCHODNI 2006).

The Migration Period (fifth-sixth c. AD) brought about certain depopulation of the upper Vistula river basin, hitherto occupied by the Przeworsk culture peoples. In the fifth century, however, multiphase migration of the Slavs commenced, who spread over

a considerable part of central Europe, earlier abandoned by the population of the Przeworsk culture. Since the seventh century the population density started growing again and the first fortified settlements appeared. In the early Middle Ages in the Czarna Nida valley defensive structures predominated, of which examples could be two massive strongholds in Morawica and Chałupki Zbrzańskie.

Evolution of the Czarna Nida valley in the late Vistulian and Holocene on the background of evolution of Polish and Central-European valleys

In the period of the maximum of the last glaciation the Czarna Nida river formed alluvial terraces of 4–6 m, which was confirmed by numerous TL dating results (25 to 14,5 ka) of these sediments. Their development indicates that the accumulation took place in the alluvial plain of a braided river.

Late Glacial

At the end of the younger Pleniglacial (after 14,5 ka) the Czarna Nida dissected the terrace 4–6 m. The erosion occurred on the entire length of the flow and also reached the Belnianka and Lubrzanka valleys. Apart from climatic changes, the erosion cutting was also favoured by concentration of channels, because the Czarna Nida developed meanders at least in the Alleröd. In the effect, the erosion cut reached 4–5 m, because the bottom of sediments filling the macromeanders is situated about 0,5 m below recent water level in the river bed. At the same time lateral migration of the channel brought about widening the bottom of the valley, as a result of cutting terraces and hillsides of the valley. Lateral erosion left isolated fragments of the terraces, which are recently preserved as meander hills.

That period indentation phase, recognized in numerous flows in the drainage basin of the upper Vistula river and in a row of Central-European valleys, was connected with climatic changes, as well as the change in development of channels – from braided to meander ones.

In the extra-glacial terrains that phase was delayed with respect to the young-glacial areas, in which the erosion was connected with retreat of the continental ice sheet (KALICKI 2006). This is also visible in the valleys of lower Vistula, Wieprza, and Słupia. The erosion phase embraced not only main valleys, but it was also noted, e.g. in the Rhine river basin, in third-row valleys – Wetter (KALICKI 2006, literature therein). In many river sections braided channels persisted for the entire period of the Late Glacial, and the development change was conditioned by various factors (KAISER ET AL. 2012).

In the consecutive stage, at least since the Alleröd, the Czarna Nida flowed with large meanders. The macromeander phase was widely recognized in valleys of the European Lowlands, from the Low Countries till Russia (e.g. KOZARSKI, ROTNICKI 1977, 1978; SZUMAŃSKI 1983; VANDENBERGHE ET AL. 1994; PANIN ET AL. 1999), as well as in the fore-Carpathian valleys (e.g. SZUMAŃSKI 1986; KALICKI 1991; KLIMEK 1992) and

fore-Sudetic ones (WÓJCICKI 2005; WÓJCICKI, MARYNOWSKI 2010), though its beginnings (Epe, Bölling, Alleröd) were different, depending on the region, which was conditioned by local factors (VANDENBERGHE 2003; KALICKI 2006, NOTEBAERT, VERSTRAETEN 2010). Hitherto, however, such data were lacking for the valleys of the European ‘Mittelgebirge’, including valleys of the Holy Cross region. Only recent investigations in the Czarna Nida valley permitted to fill this gap (KRUPA 2010, 2011, 2012a, b, c; KALICKI ET AL. 2012). Large meanders had the opportunity to develop in widenings, where the river could ‘freely’ meander and broaden the floodplain. Lateral migration of the channels led to formation of a row of meander hills, retained within the valley. Lack of sufficient amount of dating does not allow for any detailed classification of the macromeanders, as in the cases of the valleys of Warta or Meuse (cf. VANDENBERGHE ET AL. 1994). However, on the basis of their morphological positions, as well as the absolute and relative ages two generations could be distinguished: older, Alleröd, about more winding course, with narrow current and wide channel (e.g. Kuby Młyny 2), and younger, Younger Dryas, with low sinuosity and, on that account, poorly diversified, with shallow current zone (e.g. Kuby Młyny 2a, Nida).

The Younger Dryas cooling brought about certain loosening of the floras (forest-steppe-tundra) and appearance of the tendency for braiding and aggradation. Straightening of the river course led to cutting off large Alleröd meanders (Kuby Młyny 2) and filling them at first with silt, and then with sandy flood inserts as well. Younger Dryas channels became more straightforward and shallower, and presently their bottom is situated about 1 m above the water level. In a row of sections (Kuby Młyny 2a, Nida), however, the river was single-channel, whereas at the confluence with the Biała Nida bridging expansion appeared, which is indicated by palaeomeanders on the level of 3–4 m. The tendency for braiding of rivers in that period is also well-known from various Polish (FORYSIAK 2005, 2010) and Central-European valleys (HUISINK 1998, KALICKI 2006).

Holocene

In the Eoholocene a constant tendency for slow indentation of the Czarna Nida could be observed. Counterpart of that Preboreal calming of the fluvial processes could be beginning of accumulation of the organic series (9670 BP) in the Czarna Nida macromeander (Kuby Młyny 2). This was favoured by the climate conditions and predominance of birchen-pine forests in the entire region, which limited delivery of deposits from the slopes, diminished load of the river channels, and also changed the circulation of water in the drainage area. Parameters of the channels became lower. In the Eoholocene multichannel systems formed, at least in some sections of the Czarna Nida, e.g. near Kuby Młyny.

In the Eo- and Mezoholocene a constant tendency for slow indentation of the Czarna Nida could be observed. In the similar period in numerous Central-European (e.g. Germany) meander loops formation and growth of peats were noted, whereas changes of

channels and sedimentation were caused rather by single, extreme events (KALICKI 2006). Also in that period multichannel (anastomosing) systems functioned in the Osobłoga, San, Spree, Elbe, and Someșul Mic River. Investigations from the Lubelska Upland (DOBROWOLSKI ET AL. 2010) demonstrated that the Eoholocene anastomosing systems developed in main and second-order channels.

In the Mezoholocene climatic optimum, at the entire covering of the area by mixed deciduous forests, the tendency for slow indentation of the Czarna Nida persisted. In the entire Czarna Nida river basin three periods of the intensified fluvial activity occurred, recorded by changes in channels and the sedimentation types. In the first of them, at the turn of the Boreal and Atlantic, the Czarna Nida channel shifted (8120 BP), and floods inundating the entire channel covered peat-bogs in the by-slope macromeanders with clays (between 9670 and 7565 BP). In the next one, in the middle Atlantic, except changes in the Czarna Nida channel (6490 BP), an aggradation phase appeared in the Belnianka valley as well (between 6800 and 5830 BP; since 6000 BP). The last of them, at the end of the Atlantic, in the Belnianka valley was marked by increased accumulation (5500 BP), cutting out flood channels (5520, 4850 BP), and accumulation of trunks in the alluvia (4890 BP), whereas in the Lubrzanka valley – by formation of torrential cones, which created a barrier lake (5400 BP). All these phases correlate very well with periods of floods distinguished for the upper Vistula river basin and for other Central-European valleys and brought about by climate oscillations and coincidences of extreme phenomena (cf. KALICKI 2006). Little scale of the anthropogenic changes of the environment in the Czarna Nida drainage area in the Neolithic allows to exclude the man as a possible cause of these phases. On the other hand, covering peats with clastic sediments in the Czarna Nida abandoned meander loop about 7680 BP or the end of the peat accumulation (7560 BP) at the foot of the Belnianka valley hillside near Napękowo were probably connected with some local extreme phenomena.

The tendency for the indentation changed at the turn of the Atlantic and Subboreal, because the early Subboreal palaeomeanders of the Czarna Nida are situated about 1 m higher than the Atlantic ones. Similar widening of the upper Vistula river channel in the younger Subboreal was described from the vicinity of Cracow (KALICKI 1991, 2006), however, in the Warta river valley multichannel systems started functioning in that period (KOZARSKI 1974; FORYSIAK 2005, 2010).

Changes in water circulation, such as formation of lakes, intensive development of the peat bog 'Białe Ługi' in upper parts of the Czarna Nida (Belnianka) and its tributaries, had to lead to shifting of the water circulation and, consequently, probably affected decrease of flow of the Czarna Nida, because the Belnianka supplied about 60% of water to the Czarna Nida valley. Lower transport strength of water resulted in deposition of material and tendency to aggradation. This, in turn, was also reflected in the shape of the Czarna Nida channels in that period, which were wider and shallower (Łabędziów, Łaziska Górne 2). In that period the meander channels migrated laterally, which could be proved by a trunk found in the Lubrzanka alluvia (4600 BP). Cutting off

meanders of the Czarna Nidy took place about 4490 BP (Łaziska Górne 2), before 3800 BP (Łabędziów), and about 3650 BP (Mosty).

These changes were not concentrated in certain periods, although, of course, some of dating also fell to the phases of the intensified fluvial activity of Central-European rivers, e.g. 4500–4000 and 3500–3000 BP (cf. KALICKI 2006). Significant dispersion of the dates could be caused by gradually growing anthropogenic pressure, legible in the pollen diagrams.

The Subboreal climate conditions resulted in alteration of the species composition of the forests; mixed deciduous forests dominated in lower areas, whereas fir-beech forests developed in the higher ones. Signs of agricultural cultivations (sorrel, plantago, cereal crops) became more abundant, as well as pieces of charcoal, which could have pointed to the slash-and-burn cultivation. Colluvia connected with settlement of the Lusatian culture could be recognized in the Czarna Nida palaeomeander in Łabędziów.

At the turn of the Subboreal and Subatlantic a phase of intense erosion started, which reached its maximum about 2500 BP, because the bottom of the Czarna Nida palaeomeanders from that period is situated about 2 m below the present water level in the river. That erosion phase was most probably brought about by increasing humidity of the climate in the Subatlantic. This may be confirmed by more intensive lateral migration of the Lubrzanka (black oak – 2810 BP) (KOWALSKI 2002a, b) and beginning of bogging (2700 BP SOLTYSIK 2002) the bottom of the Bobrza valley. Deposition of the material by the river in its upper section (Belnianka) resulted in deepening of the channel by the less loaded Czarna Nida. Therefore, the palaeomeanders from that period are very narrow and the deepest in the entire Holocene (Kuby Młyny 4). In the first period (SA-1) deforestation of the river basin was still not too high, because the part of AP pollen in the diagrams amounts to 80% (SZCZEPANEK 1961, 1982).

In the La Tène and Roman periods intensity of transformation of the environment by the man rapidly grew, because centres of prehistoric metallurgy started functioning in the Holy Cross Mountains region (BIELENIN 1992; ORZECZOWSKI 2007), and one of such centres was situated in the valley of the middle Czarna Nida (PRZYCHODNI 2006). Bloomery charcoals from the post in Bilcza were dated to 2120, 1960, 1590, 1510 BP (PRZYCHODNI 2006). This found confirmation in the pollen diagrams (distinct growth of NAP, AP below the 70%) (SZCZEPANEK 1961, 1982). Intensive activity of the Przeworsk culture people could be related to onset of the aeolian processes in the area of Biała and Czarna Nida and formation of the fossil soil (1930 BP) in a sand dune (ŚNIESZKO 1978). At the same time, however, numerous facts point to intensification of fluvial processes in that period. Lateral erosion of channels led to accumulation of trunks in the alluvia dated to 2200 BP in the Czarna Nida (ŚNIESZKO 1978), and 1800, 1650, 1510 BP in the Lubrzanka (KOWALSKI 2002a, b). On the other hand, intensive accumulation of the Belnianka channel embankments resulted in bogging of the flood basins 2100, 2030 BP (Napędów) and 1600 BP (Czappów) (LUDWIKOWSKA-KĘDZIA 2000). Increased delivery of deposits to the channels, which could be tied to the anthropogenic deforestation on the one hand, and coincidence of disastrous events in the Roman period on the other (DOBRAŃSKA, KALICKI 2003, 2004; KALICKI 2006), could finally led to formation

(1740 BP) and functioning (1415 BP) of the anastomosing (branched) system of the Czarna Nida in the vicinity of Ostrów.

The Subatlantic anastomosing channel systems are well-known from the valleys of San, Narew, Bóbr, Wieprza, Słupia, as well as from Romanian and German valleys. However, at this stage of the research it is impossible to solve the question whether such systems were conditioned by natural factors or the anthropogenic ones.

After the culture changes connected with the Migration Period, the area was occupied by the Slavs. In the last centuries a sharp increase of the anthropogenic pressure could be recorded, which is visible in the pollen diagrams (increase of NAP above 50%) (SZCZEPANEK 1961, 1982). This is also reflected in forms and settlements of the Czarna Nida river basin. Increased delivery of deposits caused raising level of the channel (2 m) and distinct aggradation, which lasted all the way to the close of the Middle Ages. Increase of the accumulation rate of the outer-channel deposits after 1530 BP was recorded in filling a palaeomeander (Kuby Młyny 4), as well as in the outer-channel zone of the Czarna Nida (Zbrza: fossil soil – 1290 BP). Certain shift of the channel is indicated by black oaks (1190 BP; LINDNER 1977) as well. In the last centuries, as a result of concentration of the channel, gradual disappearance of multichannel segments, regulation and irrigation works, construction of watermills, development of gravel pits, the Czarna Nida deepened its channel, and its level is close to the level from the early Subatlantic. In the Czarna Nida valley, similarly as in the valleys of Warta, Elbe, and Moldova, concentration of the channel and transition to the meander system took place, which was plausibly conditioned anthropogenically.

Conclusions

Within the bottom of the valley, in a single morphological level, a row of inserts of various age appears. These inserts were formed by the river of different development of the channel – macromeanders (Late Glacial) – multichannel systems (Eoholocene, Subatlantic) – small meanders (Holocene).

General tendencies of the Late Glacial and Holocene erosion-accumulation cycle are related to the principles well-known for valleys of Central Europe and described in numerous studies. They encompass dissection from the turn of the younger Pleniglacial and Late Glacial, the Younger Dryas straightening and braiding of channels, as well as a row of Holocene phases of intensified fluvial activity.

In the Czarna Nida valley, except over-regional phases, e.g. Mezoholocene, remains of isolated (local) extreme events most probably appear, which shape drainage areas of a lower order.

In the Czarna Nida valley distinct traces of higher fluvial activity bound with development of prehistoric iron smelting in the Roman period were not recognised. It seems all the stranger that the scale of deforestation should have been substantial (palynological and archaeological data), and a row of posts was situated in the floodplain. Lack of

slag in the alluvia makes it impossible to use them as dating indicators. Distinct increase of the sedimentation rate has been noted only since the Middle Ages.

Data from the Czarna Nidy valley and analysis of literature from other Central-European valleys indicate that the conception of E. FALKOWSKI (1971, 1975) concerning Late Glacial – Holocene transformation of lowland channels: braided river – large meanders – small meanders – braided river, can be also applied for the ‘Mittelgebirge’ rivers. It should be, however, supplemented for Holocene multichannel (anastomosing, branched) systems functioning in the Eoholocene and Subatlantic. Continuity of the multichannel systems from the Eoholocene to the Subatlantic remains an open question, requiring further research.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W., KLIMEK K., KOWALKOWSKI A., MAMAKOWA K., NIEDZIAŁKOWSKA E., PAZDUR M., STARKEL L., 1981. The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene, *Folia Quaternaria* **53**: 1–91.
- AZP Archeologiczne zdjęcie Polski 87-61, Archiwum IA WUOZ Kielce.
- AZP Archeologiczne zdjęcie Polski 87-63, Archiwum IA WUOZ Kielce.
- AZP Archeologiczne zdjęcie Polski 88-62, Archiwum IA WUOZ Kielce.
- AZP Archeologiczne zdjęcie Polski 88-63, Archiwum IA WUOZ Kielce.
- BARTOSIK J., 1972. Geomorfologia obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicach Ilży. *Acta Geogr. Lodziensia* **29**, s. 1–87.
- BĄK Ł., MICHALIK A., 2010. Procesy erozji i agradacji na uregulowanym odcinku rzeki Czarna Nida. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich* **8** (1): 179–189.
- BECKER B., SCHIRMER W., 1977. Palaeoecological study on the Holocene valley development of the river Main, southern Germany. *Boreas* **6**, 303–321.
- BEUG H.J., 2004. *Leitfaden der Polenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Fredrich Pfejl, München.
- BIELENIN K., 1992. Starożytne górnictwo i hutnictwo w Górach Świętokrzyskich. KTN, Kielce.
- BIENIAS D., 1998. Oddziaływanie późnośredniowiecznych i nowożytnych hut szkła na środowisko geograficzne obszarów górskich w Polsce [w:] *Materiały konferencyjne nt. Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny*. Wólka Milanowska, 26–27 XI 1998, cz. I, 24–26.
- BÖRNER A., 2007. *Das Eberswalder Urstromtal – Untersuchungen zur pleistozänen Landschaftsgenese zwischen Niederem Oderbuch und Werbellinseerinne (Nordost-Brandenburg)*. Schriftenreihe für Geowissenschaften **17**, 1–164.
- BRICE J.C., 1974. Evolution of meander loops. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 581–586.
- BRYNDAL T., CABAJ W., CIUPA T., 2008. Gwałtowne wezbrania małych cieków w Niece Nidziańskiej. *Przegl. Geogr.* **80**, 1, 127–146.
- BURCHARD J., 1978. Obieg wody w dorzeczu Bobrzy. *Acta Geographica Lodziensia* **40**: ss. 135.
- BURCHARD J., MAKSYMIAK Z., 1974. Warunki splywu wód powierzchniowych w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Łódzkiego, Seria 2, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze* **63**: 133–135.
- Carte von West-Gallizien: welche auf allerhöchsten Befehl Seiner Kaiserlich Oesterreichischen und Königlich Apostolischen Majestät in den Jahren von 1801 bis 1804 unter der Direction des

- dermahligen General Majors, und General Quartiermeisters Anton Mayer von Heldensfeld [...] durch den Kaiserl. Königl. Generalquartiermeisterstaab militärisch aufgenommen worden... / gezeichnet und gestochen von Hieronimus Benedicti, Wien 1808.
- CASPERS G., 2000. Sedimente und Entwicklung des Elbetales im Gebiet der Wische (Sachsen-Anhalt) seit der Weichselt-Kaltzeit. Untere Havel – Naturkundliche Berichte **10**: 32–42.
- CHIRILOAEI F., RĂDOANE M., PERȘOIU I., POPA I., 2012. Late Holocene history of the Moldova River Valley, Romania. *Catena* **93**: 64–77.
- CIUPA T., 1991. Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Wyd. WSP, Kielce: ss. 150.
- CIUPA T., 2009. Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce). Wyd. UJK, Kielce: ss. 251.
- CZARNIK J., 1966. Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.* **16**: 3.
- CZARNOCKI J., 1924. O budowie geologicznej okolic Niestachowa i Daleszyc. *Posiedzenia Naukowe PIG* **8**: 9–11.
- CZARNOCKI J., 1927. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe PIG* **17**.
- CZARNOCKI J., 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Rocznik PTG* **7**: 82–104.
- CZARNOCKI J., 1957. Tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace IG* **18** (t. II, z. 1): 19–107.
- DĘBSKI K., 1970. *Hydrologia*. Wyd. Arkady, Warszawa.
- DOBROWOLSKI R., PIDEK I.A., GOŁUB S., DZIENKOWSKI T., 2010. Environmental changes and human impact on holocene evolution of the Horodyska river valley (Lublin Upland, east poland). *Geochronometria* **35**: 35–47.
- DOBZAŃSKA H., KALICKI T., 2003. Człowiek i środowisko w dolinie Wisły koło Krakowa w okresie od I do VII w. n.e. *Archeologia Polski* **48** (1–2): 25–55.
- DOBZAŃSKA H., KALICKI T., 2004. Man and environment in the Vistula river valley near Cracow from the 1st to the 7th century AD [w:] *The geoarchaeology of river valleys* (red. H. Dobrzańska, E. Jerem, T. Kalicki), *Archaeolinqua*, Ser. Minor **18**: 105–141.
- FALKOWSKI E., 1967. Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.* **198**, Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce **4**: 57–142.
- FALKOWSKI E., 1971. Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biuletyn Geologiczny* **12**: 5–121.
- FALKOWSKI E., 1975. Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biuletyn Geologiczny* **19**: 45–78.
- FALKOWSKI E., 1984. Sposoby poziomego rozwinięcia koryta rzecznoego w morfogenetycznie zróżnicowanych odcinkach dolin rzecznych. *Przeegl. Geofizyczny* **29** (4): 497–501.
- FALKOWSKI E., 1990. Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for needs of mathematical and physical modeling in hydro technical projects. *Geographia Polonica* **58**: 55–67.
- FILONOWICZ P., 1968. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Morawica*. Wyd. Geol., Warszawa.
- FILONOWICZ P., 1971. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Kielce*. Wyd. Geol., Warszawa.
- FILONOWICZ P., 1980. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, ark. Kielce*. Wyd. Geol., Warszawa.
- FLIS J., 1956: *Szkic fizycznogeograficzny Niecki Nidziańskiej*. *Czas. Geogr.* **27** (2).

- FLOREK E., 1978. Wybrane metody badania współczesnych zmian koryta rzecznego na przykładzie dolnego Bobru. *Badania Fizjogr. nad Polską Zach.* **31**, Ser. A, Geogr. Fiz.: 57–78.
- FLOREK W., 1982. Development of the lower Bobr valley floor with emphasis on the Late Holocene. *Quaestiones Geographicae* **8**: 91–119.
- FLOREK W., 1991. Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk.
- FLOREK W., 1997. Climatic and anthropogenic impulses in the Late Vistulian and Holocene development of the river channels and valleys of the Baltic Coastal Region and Pomerania. *Landform Analysis* **1**: 41–50.
- FLOREK E., FLOREK W., MYCIELSKA-DOWGIALLO E., 1987. Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene. *Geographical Studies, Special Issue* **4**: 189–205.
- FLOREK W., MYCIELSKA-DOWGIALLO E., 1991. Structural and textural character of alluvial deposits as an indicator of environmental conditions [w:] *Wetlands in Flanders* (red. F. Gullentops). Aardk. Mededel. **6**: 173–179.
- FOLK R.L., WARD W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.* **27**: 3–26.
- FORYSIAK J., 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu Warty. *Acta Geographica Lodziensia* **90**.
- FORYSIAK J., 2010. Zastosowanie analizy zdjęć lotniczych do rekonstrukcji układu wielokorytowego środkowej Warty. *Landform Analysis* **13**: 13–18.
- GILEWSKA S., 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie [w:] *Geomorfologia Polski*, Klimaszewski M. (red.). PWN, Warszawa: 234–340.
- GRADZIŃSKI R., BARYŁA J., DOTOR M., GMUR D., GRADZIŃSKI M., KĘDZIOR A., PASZKOWSKI M., SOJA R., ZIELIŃSKI T., ŻUREK S., 2003. Vegetation-controlled modern anastomosing system of the upper Narew River (NE Poland) and its sediments, nr **157**, *Sedimentary Geology*, s. 253–276.
- GROSSBLATT, 1940. Nr **374** Kielce, w skali 1 : 100 000.
- GUMIŃSKI R., 1954. *Meteorologia i klimatologia dla rolników*, Warszawa.
- HAKENBERG M., 1974. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*, skala 1:50000, ark. Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M., LINDNER L., 1971. Quaternary deposits of the middle Nida valley. *Acta Geol. Pol.* **21** (2): 241–264.
- HAKENBERG M., LINDNER L., 1973. Holoceniński rozwój doliny środkowej Nidy. *Acta Geol. Pol.* **23** (2): 435–444.
- HAKENBERG M., ŚWIDROWSKA J., 2002. Paleotektoniczne uwarunkowania rzeźby mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich [w:] B. Jaśkowski (red.), *Geologia i geomorfologia gór i wyżyn w Polsce*. Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach. *Prace* **6**: 7–20.
- HEINE K., 1982. Das Mündungsgebiet der Ahr im spät Würm und Holozän. *Erdkunde* **36** (1): 1–11.
- HOWARD A.J., MACKLIN M.G., BAILEY D.W., MILLS S., ANDREESCU R., 2004. Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain. *Journal of Quaternary Science* **19** (3): 271–280.
- HUISINK M., 1998. Changing river styles in response to climate change: examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleniglacial and Lateglacial. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Faculty of Earth Sciences (Amsterdam): 127 pp.
- JANCZEWSKI E. W., 1932. Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 r. *Posiedzenia naukowe PIG* **33**.
- JANKE W., 2002. The development of the river valleys from the Uecker to the Warnow. *Greifswalder Geographische Arbeiten* **27**: 101–106.

- JĄSKOWSKI B., 1996. Geneza i wiek wydmy Gór Świętokrzyskich w świetle datowań ^{14}C i TL, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria: Mat.-Fiz.: Geochronometria **14** (1331): 31–46.
- JURKIEWICZ H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części Niecki Miechowskiej. Biuletyn IG **283**: 5–83.
- JUSCHUS O., 2003. Das Jungmoränenland südlich von Berlin. Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. Berliner Geographische Arbeiten **95**: 1–152.
- KAISER K., LORENZ S., GERMER S., JUSCHUS O., KÜSTER M., LIBRA J., BENS O., HÜTTL R.F., 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. Quaternary Science Journal **61** (2): 104–132.
- KALICKI T., 1991. The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in late Vistulian and Holocene times [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV (red. L. Starkel). Geographical Studies, Special Issue **6**: 11–37.
- KALICKI T., 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. Prace Geograficzne **204**.
- KALICKI T., KRĄPIEC M., 1994. Problemy datowań form aluwialnych za pomocą metody dendrochronologicznej na przykładzie doliny Wisły koła Krakowa. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Matemat.-Fizyka 71, Geochronometria **10**: 173–189.
- KALICKI T., KRĄPIEC M., 1995. Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the „black oaks” of the Vistula Valley, Central Europe. The Holocene **5** (2), 243–250.
- KALICKI T., KRUPA J., PETR L., 2012. Structure and age of Czarna Nida Floyd plain – key study near Kuby Młyny (Holy Cross Mountains), Geomorfologický sborník 10, Sborník abstraktu 12. mezinárodní konference Stav geomorfologických výzkumů v roce 2012, 18–20.04.2012 Sokolov 14–15.
- Karta otworu wiertniczego Morawica 7, 1959. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.
- KLATKA T., 1956. Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór. Biul. Perygl. I: 79–89.
- KLATKA T., 1958. Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja. Łódzkie Tow. Naukowe, Wyd. III **54**: 165–187.
- KLATKA T., 1962. Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. Acta Geographica Lodziensia **12**.
- KLATKA T., 1964. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. Roczn. Glebozn. t. **XV** (Dod.): 129–154.
- KLATKA T., 1968. Holocenijskie procesy rzeźbotwórcze w obszarze Gór Świętokrzyskich. Folia Quaternaria **29**: 89–95.
- KLATKA T., 1976. Niektóre problemy czwartorzędowego rozwoju dolin centralnej części Gór Świętokrzyskich. Acta Geographica Lodziensia **37**: 73–89.
- KLATKOWA H., 1955. Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. Biul. Perygl. **2**: 91–99.
- KLIMASZEWSKI M., 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biul. Państw. Inst. Geol. **65**: 137–268.
- KLIMASZEWSKI M., 1958. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biul. Państw. Inst. Geol. **65**: Z badań czwartorzędu 1.
- KLIMASZEWSKI M., 1958. Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. Przegl. Geogr. **30** (1): 3–43.
- KLIMASZEWSKI M., 1972. Podział geomorfologiczny Polski Południowej [w:] Geomorfologia Polski t. 2 (red. M. Klimaszewski). PWN, Warszawa: 5–17.
- KLIMASZEWSKI M., 1978. Geomorfologia. PWN, Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M., 1979. The importance of the geomorphological, hydrographical and climatological mapping for the development of physical geography and precise knowledge of the geographical environment. Folia Geogr. **XII**: 5–25.

- KLIMEK K., 1968. Sprawozdanie z badań geomorfologicznych przeprowadzonych na arkuszu Przedbórz w latach 1967–1968. Inst. Geogr. PAN w Krakowie (maszynopis).
- KLIMEK K., 1992. The age of transformation of Subcarpathian river channel pattern during Late Vistulian. Papers and Abstracts, Symposium GLOCOPH, Kraków–Mogilany, 8–12.09.1992.
- KLIMEK K., 1996. Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego [w:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, tom II (red. A. Kostrzewski). UAM, Poznań: 155–166.
- KLIMEK K., 1999. A 1000 year alluvial sequence as an indicator of catchment/floodplain interaction: the Ruda valley, Sub-Carpathians, Poland [w:] Fluvial processes and environmental change (red. A.G. Brown, T.A. Quine). Wiley: 329–343.
- KLIMEK K., 2003. Sediment transfer and storage linked to Neolithic and Early Medieval soil erosion in the Upper Odra Basin, southern Poland [in:] Howard, A.J., Macklin, M.G., Passmore, D.G. (Eds.), Alluvial Archaeology in Europe. Swets & Zeitlinger, Lisse: 251–259.
- KŁYSIK K., 1974. Warunki termiczne obszaru świętokrzyskiego. Zesz. Nauk. UŁ, Nauki Mat.-Przyr., seria II, **63**.
- KŁYSIK K., 1977. Wpływ rzeźby na zróżnicowanie opadów atmosferycznych i pokrywy śnieżnej w Górach Świętokrzyskich, Rocznik Świętokrzyski KTN **V**: 23–32.
- KŁYSIK K., 1983. Główne cechy klimatu lokalnego Gór Świętokrzyskich. Problemy zagospodarowania ziem górskich **22**: 171–209.
- KNAPCZYK J., 1993. Dokumentacja geologiczna w kat. C1 złoża piasków budowlanych „Brzeziny II”. Przedsiębiorstwo Geolog. w Kielcach, CAG, Warszawa.
- KOBOJEK E., 2009. Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję na przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 203 ss.
- KONDRACKI J., 1977. Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- KONDRACKI J., 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KONDRACKI J., RICHLING A., 1998. Regiony fizycznogeograficzne [w:] Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., 1966. Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne **54**: 1–114.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., 1998. Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). Prace i studia UW, Warszawa: 1–165.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., 2000. Wpływ drobnych struktur tektoniki dysjunktywnej na kierunkowość rzeźby w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace Inst. Geogr., WSP w Kielcach **4**: 171–208.
- KOTAŃSKI Z., 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z., 1971. Główne rysy tektoniki Gór Świętokrzyskich. Przewodnik 43 Zjazdu PTG: 10–19.
- KOWALCZEWSKI Z., RUP M., 1989. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego **362**: 5–39.
- KOWALSKI B., 1988a. Warunki powstania i rozwój przelomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. Przegl. Geogr. **LX** (3): 329–351.
- KOWALSKI B., 1988b. Rozwój rzeźby przelomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie. Przegl. Geogr. **LX** (4): 635–653.

- KOWALSKI B., 1990. Rozwój rzeźby przełomowego odcinka doliny Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w holocenie. *Przegl. Geogr.* **LXII** (3–4): 407–431.
- KOWALSKI B., 1992. Litofacjalne zróżnicowanie aluwialnego wypełnienia dna doliny Lubrzanki w holocenie. *Roczn. Świetokrz.* **19**: 107–126.
- KOWALSKI B., 1993. Morfologiczne konsekwencje neotektonicznej aktywności w obrębie głównego pasma Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik terenowy 42. Zjazdu PTGeogr.*, Kielce: 63–75.
- KOWALSKI B., 1995. Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Przegl. Geol.* **43** (4): 307–316.
- KOWALSKI B., 1998. Geotektoniczne podstawy rozwoju rzeźby strukturalnej w Górach Świętokrzyskich [w:] *Materiały konferencji: Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny*. Wyd. Inst. Geogr. WSP w Kielcach: 64–67.
- KOWALSKI B., 2002a. Geneza i wiek osadów terasy zalewowej i nadzalewowej (wysokiej) środkowego odcinka doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich [w:] Jaśkowski B. (red.), *Zagadnienia peryglacjalna Polski i obszarów sąsiednich*. Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach **8**: 151–216.
- KOWALSKI B., 2002b. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geogr. AŚ Kielce* **7**: 315–351.
- KOWALSKI B., SWALDEK M., 1991. Wiek osadów tarasu zalewowego i holoceniński rozwój doliny rzeki Lubrzanki w rejonie Cedzyny w Górach Świętokrzyskich. *Przegl. Geol.* **39** (3): 166–172.
- KOZARSKI S., 1974. Późnoglacialne i holocenijskie zmiany w układzie koryt rzecznych niżowej części dorzecza Odry [w:] *Krajowe Sympozjum „Rozwój den dolinnych...”* Streszczenie referatów i komunikatów. Wrocław–Poznań: 17–19.
- KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1977. Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Würm and Holocene. *Quaestiones Geographicae* **4**: 51–93.
- KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1978. Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Komisji Geogr.-Geol.* **19**.
- KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA T., PASZYŃSKI J., 1967. Stosunki klimatyczne Gór Świętokrzyskich. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* **4** (17): 79–129.
- KRUPA J., 2010. Antropogeniczne przekształcenia doliny Czarnej Nidy, V Ogólnopolska Konferencja Doktorantów Geografii, Toruń 23–25 września 2010, 49.
- KRUPA J., 2011. Rozwinięcie koryta Czarnej Nidy, zapis w morfologii i osadach późnoglacialnych i holocenijskich. VI Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne: Rekonstrukcja środowisk depozycyjnych na podstawie badań sedymnologicznych, geochemicznych i stratygraficznych. 17–18.05.2011, Ameliówka.
- KRUPA J. 2012a. Budowa i wiek równiny zalewowej Czarnej Nidy [w:] *Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego* (red. D. Dzieduszyńska, M. Roman), 13–15.06.2012 Uniejów: 47–49.
- KRUPA J. 2012b. Reflection of human activity in Czarna Nida river valley, Polish Uplands [w:] *Geomorphic processes and geoarchaeology. From Landscape archaeology to archaeotourism. Extended abstracts*. Moscow–Smolensk 20–24.08.2012, 159–161.
- KRUPA J., 2012c. Channel pattern changes in the Czarna Nida valley during the Late Glacial and Holocene, Polish Uplands. *Abstract book FLAG Biennial Meeting 2012*, 2–7.09.2012, Remich, Luxemburg, 17.
- KRUPA J., KALICKI T., 2012. Transformacja doliny i koryta Czarnej Nidy (Góry Świętokrzyskie, Polska) w późnym Vistulianie i holocenie [w:] *Problemi geomorfologii i paleogeografii ukraińskich Karpat i prziległych teritorij*, Lwiv: 53–59.
- KUKULAK J., 2004. Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwiołów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich. *Wyd. Nauk. AP, Kraków*.
- KUPCZYK E., BIERNAT T., CIUPA T., KASPRZYK A., SULIGOWSKI R., 1994. *Zasoby wodne dorzecza Nidy*. WSP Kielce.

- KUTEK J., GŁĄZEK J. 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica* **22**: 603–652.
- LAMPARSKI Z., 1970. Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnie zbocza Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica* **20**: 3.
- LENCEWICZ S., 1913. Dzieje górnej Lubrzanki (Czarnej Nidy) w czwartorzędzie. *Pam. Fizjogr.* **21**. Dz. II.
- LENCEWICZ S., 1934. Le massif hercynien des Lysogóry (Ste Croix) et ses envelopes. *Congres Intern. De Geogr. Varsovie*.
- LINDNER L. 1970. Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, *Acta Geologica Polonica* **XX** (3): 636–645.
- LINDNER L., 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.* **35**: 1–113.
- LINDNER L., 1977. Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowań „poziomu czarnych dębów” metoda ¹⁴C. *Kwartalnik Geologiczny* **21** (2): 325–335.
- LINDNER L., 1979. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **48** (3–4): 479–508.
- LINDNER L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.* **24** (3): 689–716.
- LINDNER L., 1984a. Region świętokrzyski [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 3b – czwartorzęd. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 65–73, 113–145, 255–286.
- LINDNER L., 1984b. Holocen [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 3b – czwartorzęd. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 326–330.
- LINDNER L., 1988. Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geol.* **41**, 7: 31–39.
- LINDNER L., 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu Regionu Świętokrzyskiego. *Prace Instytutu Geografii AŚ* 7–31.
- LINDNER L., 2005. Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Przegląd Geol.* **53** (2): 145–150.
- LINDNER L., BRAUN J.J., 1974. Stratygrafia czwartorzędu i rozwój geomorfologiczny Bobrzyckiej w rejonie jaskini Raj. *Bad. i udost. jaskini Raj*. *Wyd. Geol.* Warszawa: 131–142.
- LINDNER L., MASTELLA L., 2002. Geneza i wiek przełomu Wiernej Rzeki (Łososiny) w rejonie Bocheńca (SW obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Prace Inst. AŚ w Kielcach* **6**: 21–46.
- LUDWIKOWSKA M., 1993. Holocenne osady dna doliny Belnianki. *Przewodnik terenowy 42. Zjazdu PTGeogr.*, Kielce: 41–44.
- LUDWIKOWSKA M., 1995. Wiek osadów dna doliny Belnianki w Górach Świętokrzyskich w świetle datowań metodą radiowęglą i TL. *Materiały V Konferencji nt. „Metody chronologii bezwzględnej”*, Gliwice-Rudy.
- LUDWIKOWSKA M., 1997. Rzeźba równiny aluwialnej doliny Belnianki na odcinku Bieliny–Słopiec Szlachecki w świetle analizy zdjęć lotniczych. *Materiały Sympozjum „Odzwiedlenie zmian klimatycznych ostatniego 1000-lecia w środowisku przyrodniczym”*. UŚ, Sosnowiec: 35–36.
- LUDWIKOWSKA M., 1998. Profile litostratygraficzne aluwii doliny rzeki Belnianki (schyłek wistulianu -holocen) dla trzech wybranych stanowisk. *VI Konferencja „Metody Chronologii Bezwzględnej”*, Instytut Fizyki PŚ, Gliwice-Rudy.
- LUDWIKOWSKA M., OLSZAK L., 1997. Cechy litofacjalne i wiek osadów teras wysokich doliny rzeki Belnianki w centralnej części Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik VI Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski „Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej”*. UW, Wrocław: 219–220.

- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M., 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. *DIALOG*, Warszawa.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M., OLSZAK L., 2000. Terasa wysoka doliny Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego – budowa i wiek osadów. Materiały konferencyjne „Geomorfologia gór i wyżyn w Polsce, kontrowersje i nowe spojrzenia”, Wólka Milanowska, 16–19.05.2000. IG WSP, Kielce: 76–78.
- ŁYCZEWSKA J., 1959. Czwartorzęd regiony świętokrzyskiego w świetle aktualnej problematyki. *Przeгляд Geol.* **2**.
- ŁYCZEWSKA J., 1969. Sediments et processus quaternaires du versant cretace de la vallee de la Basse-Nida (partie meridionale de la Pologne centrale). *Biul. Perygl.* **18**, Łódź.
- ŁYCZEWSKA J., 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego [w:] *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Prace Inst. Geol.* **LXIV**: 5–86.
- MACKLIN M.B., BENITO G., GREGORY K.J., JOHNSTONE E., LEWIN E., MICHczyńska D.J., SOJA R., STARKEL L. and THORNDYCRRAFT V.R., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* **66** (1–2): 145–154.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991. Budowa geologiczna Polski. t. VII – Hydrogeologia. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 275.
- MATUSZKIEWICZ W., FALIŃSKI J.B., KOSTROWICKI A.S., MATUSZKIEWICZ J.M., OLACZEK R., WOJTERSKI T., 1995. Potencjalna roślinność naturalna Polski. Mapa przeglądowa 1:300 000. Arkusz C3. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Mapa Austro-Węgier, 1890. 3rd Military Mapping Survey of Austria-Hungary Index Sheet of the General Map of Central Europe, 1:200 000 – arkusz 38–51 Kielce – Ofic. Michael Jacupec, Hptm. Karl Niclas.
- MICHNO A., 2004. Transformacja doliny dolnej Nidzicy w holocenie. Instytut Geografii i GP UJ, Kraków.
- MOJSKI J.E., 1993. Europa w plejstocenie. Wyd. PAE, Warszawa.
- MOJSKI J.E., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. *PIG*, Warszawa: 1–404.
- MOL J., VANDENBERGHE J., KASSE C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* **33**: 131–148.
- MOORE P.D., WEBB J.A., COLLINSON M.E., 1991. *Pollen Analysis*. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- MUSIEROWICZ A., 1961. Mapa Gleb Polski w skali 1:300 000. Wyd. Geol.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1969. Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedymentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem. *Przegl. Geogr.* **44** (3): 409–429.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1972. Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań okolic Tarnobrzega. *Przegl. Geogr.* **44** (1): 73–83.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1995. Wybrane cechy teksturalne i ich wartość interpretacyjna [w:] *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.). Wydaw. WGiSR, Warszawa: 29–105.
- NALEPKA D., WALANUS A., 2003. Przypisywanie wieku spektrom w diagramie pyłkowym na podstawie niewielkiej liczby dat radiowęglowych. *Botanical Guidebook* **26**: 295–307.
- NANSON G.C., KNIGHTON A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* **21**: 217–239.
- Narodowy Atlas Polski, 1973–1978. PPLK, Warszawa.
- NIEDŹWIEDŹ T., OBRĘBSKA-STARKŁOWA B., 1991. *Klimat* [w:] *Dorzecze górnej Wisły*, I. Dynowska, M. Maciejewski (red.). PWN, Warszawa.

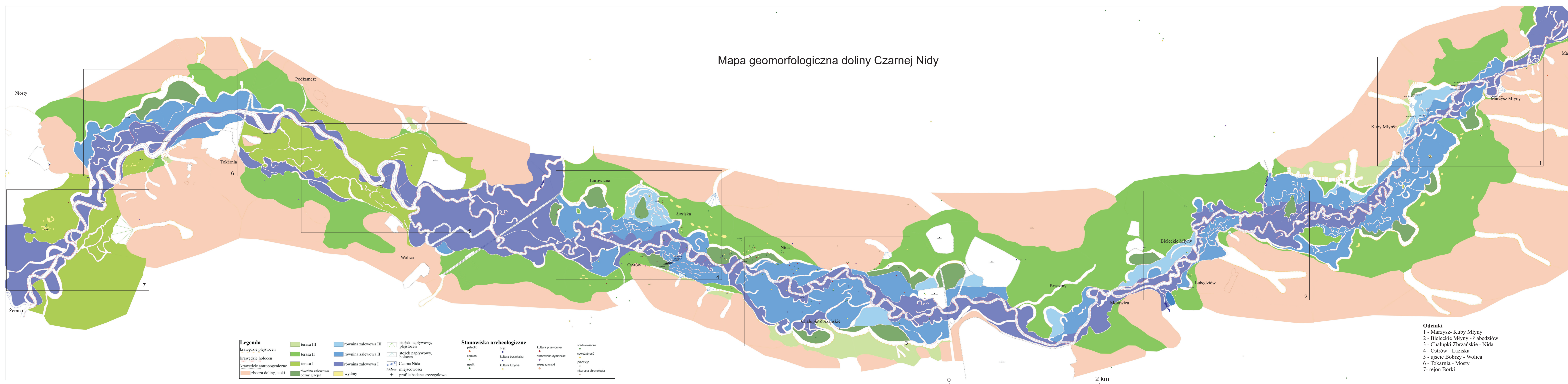
- NIEMIAROWSKI W., 1987. Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. Basin [w:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15,000 years. Geographical Studies. Special Issue 4 (2): 234–252.
- NOTEBAERT B., VERSTRAETEN G., 2010. Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene. A review. Earth-Science Reviews 103 (3–4): 163–182.
- NOWAK W.A., 1986. Fizycznogeograficzna regionalizacja Niecki Nidziańskiej. Stud. Ośr. Dokum. Fizjogr. XIV (1).
- NOWAK E., 2012. Rzeźba i budowa geologiczna równiny zalewowej Czarnej Nidy koło Tokarni. Praca magisterska, Inst. Geogr. UJK w Kielcach (maszynopis).
- OKOŁOWICZ W., MARTYN D., 1979. Rejony klimatyczne Polski [w:] Atlas geograficzny. PZWK, Warszawa.
- OLSZEWSKI J.L., 1992. Indywidualizm klimatyczny Gór Świętokrzyskich. Rocznik Świętokrzyski XIX.
- OLSZEWSKI J.L., ŻARNOWIECKI G., 1993. Klimat Gór Świętokrzyskich. Przewodnik terenowy. 42 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Kielce.
- ORZECZOWSKI Sz., 2007. Zaplecze osadnicze i podstawy surowcowe starożytnego hutnictwa świętokrzyskiego. KTN, Kielce.
- PANIN A.V., SIDORCHUK A.Yu., CHERNOV A.V., 1999. Historical background to floodplain morphology: examples from the east European Plain [in:] Floodplains: Interdisciplinary Approaches, S.B. Marriott, J. Alexander (red.). Geol. Society London Special Publications 163: 217–229.
- PASSEGA R., 1957. Texture as characteristic of clastics deposition, Am. Soc. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Tulsa, Okland 41: 1952–1984.
- PASSEGA R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. Jour. Sed. Petrol. Tulsa Ok. 34 (4): 830–847.
- PERȘOIU I., 2010. Reconstruction of Holocene geomorphological evolution of Someșu Mic Valley, Unpublished PhD thesis “A. I. Cuza” University, Iași, Romania.
- POPIS A., 2012. Budowa i rzeźba doliny Czarnej Nidy w rejonie miejscowości Kuby-Młyny. Praca licencjacka. Inst. Geogr., UJK w Kielcach (maszynopis).
- POŻARYSKA K., 1948. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. Biul. Państ. Inst. Geol. 52, Warszawa.
- PRZYCHODNI A., 2006. Starożytne hutnictwo nad Nidą jako potencjalna enklawa świętokrzyskiego centrum hutniczego [w:] 50 lat badań nad starożytnym hutnictwem świętokrzyskim. KTN, Kielce: 103–123.
- RADŁOWSKA C., 1957. Z badań nad morfogenezą doliny Krępianki. Przegl. Geogr. 29 (2): 359–366.
- RADŁOWSKA C., 1960. Z paleogeomorfologii doliny Zwoleńki. Przegl. Geogr. 32 (4): 561–574.
- RADŁOWSKA C., 1963. Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Geogr. IG PAN: 38.
- RADŁOWSKA C., 1967a. Charakterystyka geomorfologiczna Gór Świętokrzyskich. Problemy zagospodarowania ziem górskich 4.
- RADŁOWSKA C., 1967b. Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich. Przegl. Geogr. 39: 3.
- RADŁOWSKA C., MYCIELSKA-DOWGIALLO E., 1972. Uwagi o deglacji w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęcín). Przegl. Geogr. 44: 4.
- RADŁOWSKA C., MYCIELSKA-DOWGIALLO E., BOGACKI M., 1974. Współczesna morfogeneza w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Problemy zagospodarowania ziem górskich 13: 47–71.
- REILLE M., 1995. Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord – Supplement 1., URA, CNRS, Marseille.
- REYMAN, 1797. Reymann Daniel Gottlob, Karte eines Theils von Neu oder West Gallicien welcher die Woywodschaften Sandomier und Krakau enthaelt nebst eines Theil von Alt Gallicien in XII

- Blatt, entworfen von Daniel Gottlob Reymann. Koenigl: Preuss: Plannnn Kammer Inspector und Ingenieur Geographe, 1797, Berlin, S. Schropp und Comp.
- REYMANN, 1872. Topographischer Special-Karte von Central Europa Special-Karte von Mittel-Europa, arkusz 154A, w skali 1 : 200 000.
- ROTNICKI K., 1974. Pozycja chronologiczna faz erozji w dolinie Prozny po okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Krajowe sympozjum „Rozwój den dolinnych rzek niżowej części dorzecza Odry i wydm śródlądowych w holocenie z nawiązaniem do schyłku ostatniego glacjału”. Streszczenia referatów i komunikatów. Wrocław–Poznań 16–21.09.1974, Poznań: 37–42.
- ROTNICKI K., LATAŁOWA M., 1986. Paleohydrology and fossilization of a meandering channel of Younger Dryas age in the Middle Proсна River Valley. *Quaternary Studies in Poland* **7**: 73–90.
- RÓŻYCKI S.Z., 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Pol.* **14** (3): 321–340.
- RÓŻYCKI S.Z., 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972. Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **42** (1): 67–79.
- RÜHLE E., 1952. Utwory czwartorzędowe doliny Kierdonki na północ od Rakowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **68**. Warszawa.
- RÜHLE E., 1973. Stratygrafia czwartorzędu Polski [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol., Warszawa: 31–78.
- RZEPA Cz., 1992. Wpływ denudacji na chemizm wód w zlewni Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich. KTN, Kielce.
- SAMSONOWICZ J., 1916. Materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego **9**: 321–351.
- SAMSONOWICZ J., 1925. O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Hżanką a Wisłą. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* **12**: 9–10.
- SAMSONOWICZ J., 1934. Objasnienia arkusza Opatów. *Państw. Inst. Geol.*
- SAMSONOWICZ J., 1955. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. *Przegląd Geologiczny* **3**: 558–559.
- Schulz I., 2000. Spreemänder [in:] Frankfurt (Oder) – Eisenhüttenstadt, Schoeder J.H. & Brose F. (eds.). *Geologie von Berlin und Brandenburg* **7**: 142–147, Berlin.
- SOLTYSIK R., 2000. Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach* **4**: 109–112.
- SOLTYSIK R., 2002. Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Prace Inst. Geogr. AŚ w Kielcach* **9**: 1–126.
- STARKEL L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geogr. IG PAN* **22**.
- STARKEL L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie IGiPZ PAN* **2**.
- STARKEL L., 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* **91**: 25–32.
- STARKEL L., 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in central Europe. *Studia Quaternaria* **22**: 27–33.
- STARKEL L., GĘBICA R., KALICKI T., LUDWIKOWSKA M., NIEDZIAŁKOWSKA E., 1999. Chronostratygrafia aluwiiów i form fluwialnych w południowej Polsce [w:] *Geochronologia Górnego Czwartorzędu Polski*, A. Pazdur i in. (red.), Wrocław: 133–156.
- STARKEL L., SOJA R., Michczyńska D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* **66**: 24–33.
- STARKEL L., THORNES J.B., 1981. Palaeohydrology of river basins. *Technical Bulletin of British Geomorphological Research Group* **28**: 1–107.

- STUPNICKA E., 1971. Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocznik PTG* **40**: 393–410.
- STUPNICKA E., 1997. *Geologia regionalna Polski*. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: 118–166.
- SULIGOWSKI R., 2004. Struktura czasowa i przestrzenna opadów atmosferycznych w Polsce. Próba regionalizacji. *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrzyskiej*: 12.
- SULIGOWSKI R., 2007. Opady deszczu o dużym natężeniu w Kielcach (1961–2000) [w:] *Rola geografii fizycznej w badaniach regionalnych. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych*. Tom I, Sołtyś R., Suligowski R. (red.). Inst. Geogr. Akademii Świętokrzyskiej, Kielce: 223–230.
- SULIGOWSKI R., 2008. Probable maximum precipitatin (PMP) for a 1-, 2-, 3-, 4- days duration over the Kielce Upland (Poland) [w:] *Hydrological extremes in small basins, 12th Conference of Euro-mediterranean Network of Experimental and Representative Basins (ERB)*. Jagiellonian University, Cracow: 187–191.
- SULIGOWSKI R., KUPCZYK E., KASPRZYK A., KOŚLACZ R., 2009. Woda w środowisku przyrodniczym województwa świętokrzyskiego. Wyd. Instytut Geografii UJK, Kielce: 131.
- SULIGOWSKI R., 2010a. Maksymalny prawdopodobny opad deszczu w zlewni Czarnej Nidy (Wyżyna Kielcka) [w:] *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*, Więzik B. (red.). Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska, PAN, nr 68, Warszawa.
- SULIGOWSKI R., 2010b. Zależność między sumą opadów atmosferycznych a powierzchnią terenu objętą zasięgiem i czasem trwania na Wyżynie Kieleckiej [w:] *Woda w badaniach geograficznych*, Ciupa T., Suligowski R. (red.). Inst. Geogr. UJK w Kielcach: 205–215.
- SZCZEPANEK K., 1961. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeobotanica* **2** (2): 1–44.
- SZCZEPANEK K., 1971. Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Palaeobotanica* **12** (2), 63–140.
- SZCZEPANEK K., 1982. Development of the peat-bog at Słopiec and the vegetational history of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts in the last 10 000 years. *Acta Palaeobotanica* **22** (1): 117–130.
- STRZEMSKI M., 1967. Gleby Gór Świętokrzyskich. *Problemy zagospodarowania ziem górskich* **4**.
- SZAFER W., ZARZYCKI K., 1972. *Szata roślinna Polski*. PWN, Warszawa.
- SZMAŃDA J.B., 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiiów pozakorytowych. *Landform Analysis* **18**: 1–97.
- SZUMAŃSKI A., 1982. The evolution of the lower San river valley during the late glacial and the Holocene [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, L. Starkel (red.). *Geogr. Studies, Spec. Issue* **1**: 57–78.
- SZUMAŃSKI A., 1983. Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland, *Quat. Stud. in Poland* **4**: 207–216.
- SZUMAŃSKI A., 1985. Opracowanie modelu przyrodniczego prawidłowości zmian ewolucyjnych w naturalnym rozwoju koryt rzecznych u schyłku plejstocenu i w holocenie. *Spraw. Bad. Nauk Komit. Badań Czwartorzędu PAN* **6**: 82–98.
- SZUMAŃSKI A., 1986. Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu. *Kwartalnik AGH, Geologia* **12** (1): 1–92.
- SZWARCZEWSKI P., SMOLSKA E., 2009. Plan ochrony Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego. Operat ochrony walorów abiotycznych i gleb, Cz. I – Diagnostyka stanu. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- ŚNIESZKO Z., 1978. Holocenske zmiany w środowisku naturalnym dna doliny Czarnej i Białej Nidy na obszarze projektowanego zbiornika Chęciny rejon wsi Mosty–Żerniki. *Archiwum IA WUOZ, Kielce*.

- ŚNIESZKO Z., 1985. Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki. *Acta Geogr. Lodziensia* **51**: 1–106.
- TEISSEYRE A.K., 1991. Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Acta. Uniw. Wratis. 1287, Prace Geol.* **4**, 241–248.
- TEISSEYRE A.K., 1992. Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. *Przegl. Geol.* **4**: 241–248.
- TOMCZAK A., 1982. The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and the Holocene. *Geographical Studies. Special Issue* **1**: 109–130.
- Topograficzna Karta Królestwa Polskiego, 1843. Mapa Kwatermistrzostwa w skali 1:126 000.
- TROLL C., 1957. Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. *Geomorph. Studien, Machatschek Festschrift*: 213–226.
- TUNIA K. (red.), 1997. Z archeologii Małopolski. Historia i stan badań zachodniomałopolskiej wyżyny lessowej. Inst. Archeol. i Etnol. PAN, Kraków.
- TURKOWSKA K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* **57**.
- TURNER F., 2012. Biogeowissenschaftlich-paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung von Landschaft und Flusssystem an der Jeetzel im mittleren Elbetal. – Ph.D. Thesis. University of Hannover.
- VANDER KROFT P., RENNO A., ULLRICH O., 2002. Spätglaziale und holozäne Fluss-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide und Teichgebiet (Sachsen). *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 67–71.
- VANDEBERGHE J., 1992. Climatic change and landscape development: an example from the past. *Catena, Suppl.* **22**: 73–83.
- VANDEBERGHE J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* **22**: 2053–2060.
- VANDEBERGHE J., KAASE C., BOHNCKE S., KOZARSKI S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova* **6**: 476–485.
- VANDEBERGHE J., MADDY D., 2001. The response of river systems to climate change. *Quaternary International* **79**, 1–3.
- WALCZOWSKI A., 1962. Utwory czwartorzędowe w okolicach Rakowa i Łagowa. *Kwart. Geol.* **6** (3): 469–483.
- WISZNIEWSKI W., CHELCHOWSKI W., 1987. Regiony klimatyczne. Atlas hydrologiczny Polski. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- WÓJCICKI K.J., 2005. Wpływ zmiennych środowiskowych na zapis facjalny w późnovistuliańskich i holocenijskich wypełnieniach starorzeczy Rudy, Kłodnicy i Osobłogi. *Czasopismo Geograficzne* **76** (4): 295–328.
- WÓJCICKI K., 2010. The valley-fill deposits of the Kłodnica River (southern Poland): Environmental drivers of facies changes from the Late Vistulian through the Holocene. *Geochronometria* **35**: 49–66.
- WÓJCICKI K., MARYNOWSKI L., 2012. The organic and mineral matter contents in deposits infilling floodplain basins: Holocene alluviation record from the Kłodnica and Osobłoga river valleys, southern Poland. *Geomorphology* **159–160**: 15–29.
- WRÓBLEWSKI T., 1977. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrzyski KTN* 9–22.
- ZAWADZKA B., 2009. Wpływ prehistorycznego hutnictwa żelaza na morfologię koryta środkowego odcinka Czarnej Nidy. Praca magisterska Inst. Geogr. UJK w Kielcach (maszynopis).
- ZIELIŃSKI T., 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie [w:] *Badania osadów czwartorzędowych*, E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Warszawa.
- ŻARNOWIECKI G., 1989. Klimat Doliny Nidy. *Studia Kieleckie* **1** (61).
- ŻARNOWIECKI G., 1991. Opady atmosferyczne Wyżyny Środkowomałopolskiej. *Studia Kieleckie* **11** (74).

Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy



Legenda	
krawędzie plejstocen	terasa III
krawędzie holocen	terasa II
krawędzie antropogeniczne	terasa I
równina zalewowa późny glacial	równina zalewowa III
zbocza doliny, stoki	równina zalewowa II
	równina zalewowa I
	Czarna Nida
	wydmy
	stózek napływowy, plejstocen
	stózek napływowy, holocen
	miejsowości
	profile badane szczegółowo

Stanowiska archeologiczne	
paleolit	brąz
kamień	kultura trzciniecka
neolit	kultura łużycka
	kultura przeworska
	stanowiska dymarskie
	okres rzymski
	średniowiecze
	nowożytność
	pradzieje
	nieznana chronologia

- Odcinki**
- 1 - Marzysz- Kuby Młyn
 - 2 - Bieleckie Młyny - Łabędziów
 - 3 - Chałupki Zbrzańskie - Nida
 - 4 - Ostrow - Łaziska
 - 5 - ujście Bobrzy - Wolica
 - 6 - Tokarnia - Mosty
 - 7- rejon Borki



ANALIZA DENDROGEOMORFOLOGICZNA DRZEW RÓŻNYCH GATUNKÓW Z OBSZARU OSUWISKA „L. SAWICKIEGO” W SZYMBARKU, BESKID NISKI, KARPATY ZEWNĘTRZNE

NATALIA NAWROCKA

Adres autorki: AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland;

E-mail: nawrocka@geol.agh.edu.pl

A b s t r a k t. Analizę dendrogeomorfologiczną przeprowadzono na dużym, aktywnym osuwisku w okolicach Szymbarku, zwanym osuwiskiem „L. Sawickiego”. Próby pobrano z 63 drzew należących do różnych gatunków, rosnących na obszarze osuwiska oraz w terenie stabilnym. Zastosowano nową metodę, polegającą na obliczeniu wartości indeksu dekoncentryczności (WISTUBA, MALIK 2011). Zidentyfikowano lata o największej liczbie drzew wykazujących sygnały diagnostyczne dla ruchu podłoża, zaznaczające się jako gwałtowne zmiany wartości indeksu dekoncentryczności. Najsilniejszą reakcją drzew charakteryzowały się lata: 1997, 1998 oraz 1968. Wyniki uzyskane za pomocą metody dendrochronologicznej porównano z dostępnymi danymi klimatycznymi: temperaturą i wysokością opadów. Stwierdzono, iż najczęściej intensywne przemieszczenia podłoża były rejestrowane w latach termicznie chłodnych i wilgotnych, charakteryzujących się wysoką sumą opadów. Reakcja drzew na uruchomienie podłoża jest widoczna w latach o wysokich opadach (na przykład: 1983, 1985, 1997) lub z rocznym opóźnieniem w stosunku do sygnału klimatycznego (przykładowo: 1982, 1984, 1993).

S ł o w a k l u c z o w e: dendrogeomorfologia, dekoncentryczność wzrostu, indeks dekoncentryczności, osuwisko „L. Sawickiego”, Beskid Niski

Wprowadzenie

W przyrostach rocznych wykształcanych przez drzewa zapisana zostaje informacja na temat warunków środowiska naturalnego. Do czynników zewnętrznych mających istotny wpływ na szerokość przyrostów należy destabilizacja podłoża. Zastosowanie metody dendrochronologicznej umożliwia określenie zasięgu ruchów masowych w czasie i przestrzeni, odtworzenie historii rozwoju danego osuwiska, obszaru oraz identyfikację ewentualnych zagrożeń ruchami masowymi (KRĄPIEC, MARGIELEWSKI 2000).

Dotychczas badaniami dendrogeomorfologicznymi mającymi na celu wskazanie warunków klimatycznych wpływających na rozwój osuwisk oraz identyfikację faz ich aktywności, objęto kilkadziesiąt osuwisk na obszarze Beskidów, co pozwoliło na zgromadzenie wyników dla znacznej części polskich Karpat Zachodnich (KRĄPIEC, MARGIELEWSKI 1991, 2000; KRĄPIEC, RĄCZKOWSKI 2005; KRĄPIEC I IN. 2008). W latach 2003–2006, w ramach projektu badawczego „Dendrogeomorfologiczny monitoring obszarów osuwiskowych Karpat na przykładzie osuwisk Beskidu Niskiego oraz jego praktyczne zastosowanie” Państwowego Instytutu Geologicznego, jak też grantu

badawczego „Zastosowanie analizy dendrochronologicznej do monitoringu obszarów osuwiskowych w Beskidzie Niskim oraz jego praktyczne zastosowanie” objęto kompleksowymi badaniami kilka dużych, charakteryzujących się skomplikowaną rzeźbą i mechanizmami ruchu osuwisk, m.in. osuwisko „L. Sawickiego” w okolicach Szymbarku. Wynikiem projektu było przeprowadzenie monitoringu dendrogeomorfologicznego ruchów masowych, który pozwolił na odtworzenie historii rozwoju osuwiska oraz określenie aktualnego stanu stabilizacji (KRAPIEC I IN. 2008).

Niniejsze badania przeprowadzono na położonym w Beskidzie Niskim osuwisku zwanym od nazwiska jego pierwszego badacza, Ludomira Sawickiego osuwiskiem „L. Sawickiego” (SAWICKI 1917). Zastosowano nową metodę zaproponowaną przez M. WISTUBĘ i I. MALIKĄ polegającą na obliczeniu tzw. indeksu dekoncentryczności (WISTUBA, MALIK 2011; WISTUBA I IN. 2012; WISTUBA I IN. 2013). Uzyskane za pomocą metody dendrochronologicznej wyniki porównano z dostępnymi danymi klimatycznymi: temperaturą i wysokością opadów.

1. Charakterystyka obszaru badań

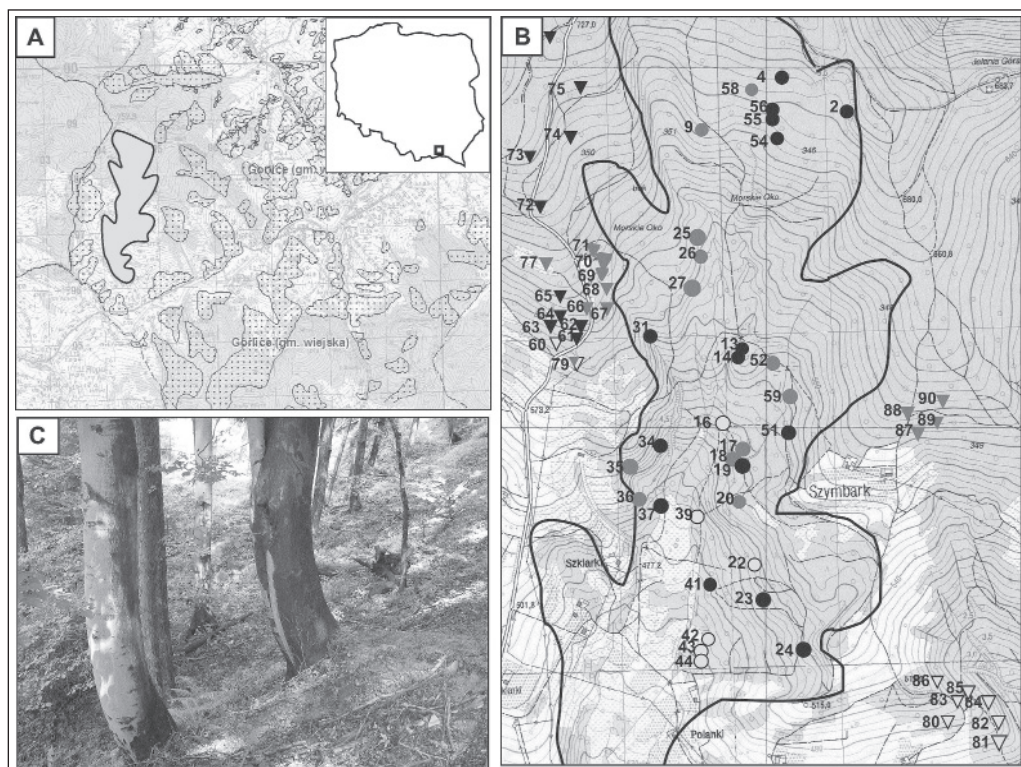
Obszar badań znajduje się w obrębie Karpat fliszowych, w strefie występowania trzech jednostek nasuniętych na siebie ku północnemu wschodowi: magurskiej, dukielskiej oraz śląskiej. Wszystkie jednostki zbudowane są z piaskowcowo-łupkowych utworów fliszowych, deponowanych w okresie od górnej kredy do oligocenu (ŚWIDZIŃSKI 1973; JANKOWSKI 2007). Przykryte są one na znacznym obszarze przez twory czwartorzędowe. Analizowany obszar cechuje się występowaniem dużej ilości dyslokacji, które poprzecznie przecinają struktury fałdowe. Rzeźba terenu ma związek z budową geologiczną, w tym z różnicą w odporności skał podłoża (STARKEL 1960), jak też tektoniką dysjunktywną, warunkowaną występowaniem tu licznych uskoków, czy wręcz stref melanzu tektonicznego, często wykorzystywanych przez doliny rzeczne (JANKOWSKI 2007). Obszar charakteryzuje się występowaniem elementów rzeźby beskidzkiej i podgórskiej (KOTARBA 1986). Rzeźbę beskidzką tworzą grzbiety inwersyjne założone w obrębie synklin lub grzbiety monoklinalne, zbudowane głównie z odpornych na wietrzenie piaskowców magurskich. Grzbiety w pogórskiej strefie rzeźby są silniej rozczłonkowane, zaś wzniesienia są tu na ogół łagodne, o szerokich, wyrównanych wierzchołkach oraz stromych zboczach (STARKEL 1960; KOTARBA 1986). Stoki są tu silnie przemodelowane przez ruchy masowe, zaś osuwiska obejmują niekiedy do 30% ich powierzchni. Najliczniej występują osuwiska o niewielkiej powierzchni (zwykle poniżej 10 ha), duże obszary zajmują osuwiska powstałe przez nakładanie i łączenie się mniejszych form osuwiskowych. Pod względem charakteru ruchu i rodzaju materiału są to głównie zsuwy rotacyjne, obejmujące zarówno podłoże skalne, jak i twory stokowe (ZABUSKI I IN. 2009). Intensyfikacja ruchów masowych na stokach tej części Beskidu Niskiego jest wiązana z wczesnym i późnym holocenem. Powstałe wówczas osuwiska ulegały cyklicznemu odnawianiu w trakcie ekstremalnych i długotrwałych opadów atmosferycznych (STARKEL 1960).

Osuwisko Sawickiego usytuowane jest na północny zachód od wsi Szymbark (gmina Gorlice), na południowych zboczach Maślanej Góry (753 m n.p.m.). Jest to stare, środkowoholoceńskie, rozległe osuwisko o typie zsuwu złożonego i licznych deformacjach występujących w obrębie przemieszczonego materiału (SAWICKI 1917; RĄCZKOWSKI, ZABUSKI 2008). Powierzchnia osuwiska wynosi 151,1 ha, długość 2846 m, szerokość 500 m. Rozciąga się w przedziale wysokościowym od 725 m n.p.m. do 345 m n.p.m. Obejmuje niemal całą powierzchnię zlewni potoku Szklarka. Wysokość głównej skarpy wynosi 30 m, jej nachylenie – 60°. Poniżej skarpy głównej występuje szereg skarpy wtórnych o wysokości kilku metrów. Miąższość koluwium oceniana jest na 30 m. Materiał koluwalny stanowią w górnej części bloki i pakiety skalne, w dolnej przemieszczony materiał skalno-zwietrzelinowy (RĄCZKOWSKI, 2007). W środkowej części osuwiska znajduje się niewielkie jezioro, powstałe w wyniku przegrodzenia potoku przez osuwające się masy skalne i zwietrzelinowe. Osuwisko jest okresowo aktywne, odnawia się podczas szczególnie intensywnych opadów atmosferycznych. Odnowione zostało w 1784 roku oraz całkowicie przemodelowane w 1913 roku (SAWICKI 1917; KRĄPIEC I IN. 2008).

2. Materiał badawczy i metodyka

Materiał badawczy stanowiło 126 prób (wywiertów) pochodzących z 63 drzew. Próby pobrano z drzew rosnących w granicach oraz w sąsiedztwie osuwiska (Ryc. 1). Na osuwisku wywierty zrobiono w 33 drzewach iglastych, należących do następujących gatunków: jodła pospolita (*Abies alba* Mill.) – 15 osobników, modrzew europejski (*Larix decidua* Mill.) – 11 osobników, sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris* L.) – 7 osobników. Wybierano drzewa, których pnie zostały zdeformowane (wygięte) w efekcie oddziaływania ruchomego podłoża. Z każdego z drzew pobrano po dwa rdzenie z przeciwnych partii pnia – części odstokowej i dostokowej – w miejscu maksymalnego wygięcia pnia, co dało łącznie 66 prób. Dodatkowo pobrano 60 prób, po dwa wywierty z każdego z drzew, z osobników należących do wyżej wymienionych gatunków, rosnących poza strefami objętymi przemieszczeniami podłoża, jednakże w bliskiej odległości od osuwiska. Drzewa rosnące na tych stanowiskach mają proste, pionowe pnie. Nie wykazują wyraźnych deformacji przekroju poprzecznego pnia, a pobrane z drzew wywierty nie mają wyraźnie zaznaczonej dekoncentryczności.

Wywierty pobrano za pomocą świdra przyrostowego Presslera. Preparatykę prób i pomiar szerokości przyrostów rocznych wykonano w pracowni dendrochronologicznej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Do pomiaru wykorzystano aparaturę DEN-DROLAB. Pomiar szerokości słoików wykonuje się na odpowiednio spreparowanym przekroju poprzecznym (powierzchni transwersalnej), przeprowadzając je od rdzenia do najmłodszego przyrostu. Pomiar wykonano z dokładnością 0,01 mm. Do rejestracji pomiarów wykorzystany został program QUERCUS (WALANUS 2005). Zapisywano wszystkie informacje na temat danej próby, odnotowywano cechy charakterystyczne i zaburzenia przyrostów rocznych oraz obecność drewna reakcyjnego.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (A); rozmieszczenie drzew, z których pobrano próby do analizy (oznaczenia: trójkąt – drzewa rosnące w terenie stabilnym, koło – drzewa rosnące na obszarze osuwiska) (B); drzewa z charakterystycznie zdeformowanymi pniami, osuwisko „L. Sawickiego” (C)

Fig. 1. Location of the study area (A); location of the sampled trees (symbols: triangles – trees growing in the stable area, circles – trees growing within the landslide area) (B); trees with deformed trunks, L. Sawicki's landslide (C)

Zastosowana metoda polega na zmierzeniu szerokości przyrostów rocznych z obu stron pni (dostkowej, odstkowej), określeniu dekoncentryczności, wyrażonej w milimetrach, i indeksu dekoncentryczności, wyrażonego w procentach. Wskaźniki te są wyznaczane zarówno dla każdego drzewa w całości, jak i dla każdego przyrostu rocznego. Datowaniu początków uruchamiania ruchów masowych służą wskaźniki rocznej zmienności indeksu dekoncentryczności przyrostu rocznego, wyznaczone jako różnica wartości indeksu w wybranym roku i w roku poprzednim. Na podstawie zmienności rocznej wartości indeksu dekoncentryczności dla drzew rosnących w terenach stabilnych wyznaczane są progowe wartości do datowania okresów przemieszczeń grawitacyjnych (WISTUBA, MALIK 2011; WISTUBA I IN. 2013).

3. Wyniki badań

Dekoncentryczność przyrostów rocznych (E [mm]) oraz indeks dekoncentryczności (E_i [%]) obliczone zostały dla każdego drzewa jako całości i każdego przyrostu rocznego w pobranych ze wszystkich drzew próbach. Dekoncentryczność [mm] obliczona dla drzew iglastych rosnących na osuwisku waha się od $-125,46$ mm do $138,45$ mm, dla reperów od $-37,63$ mm do $70,14$ mm. Indeks dekoncentryczności obliczony dla całych pni drzew waha się dla drzew rosnących na obszarze osuwiska od $-114,29\%$ do $113,06\%$, a dla drzew rosnących na terenach stabilnych od $-16,88\%$ do $33,34\%$.

Średnia dekoncentryczność dostokowa pojedynczego przyrostu w obrębie drzew na terenie osuwiska wynosi $1,24$ mm, natomiast odstokowa $-1,25$ mm. Dla drzew porastających strefy stabilne wartości te wynoszą odpowiednio: $0,56$ mm i $-0,53$ mm. Średnie wartości indeksu dekoncentryczności przedstawiają się następująco: dla dekoncentryczności dostokowej $108,73\%$ (osuwisko) i $32,11\%$ (repery), dla odstokowej odpowiednio $-99,38\%$ i $-29,80\%$. Maksymalna dekoncentryczność dostokowa pojedynczego przyrostu rocznego na osuwisku wynosi $8,46$ mm, odstokowa $-7,45$ mm. W przypadku drzew rosnących poza jego obszarem również te wartości są mniejsze i wynoszą: $3,62$ mm (dostokowa) i $-3,60$ mm (odstokowa). Dane te zestawione zostały w tabeli (Tabela 1).

Tabela 1. Porównanie wartości obliczonych wskaźników dla obszaru osuwiska i terenów stabilnych położonych w jego sąsiedztwie

Table 1. Comparison of the calculated indicators for the landslide area and stable areas in the vicinity of the landslide

		Obszar osuwiska		Teren stabilny	
Cały pień	Dekoncentryczność przyrostów [mm]	Od $-125,46$	Do $138,45$	Od $-37,63$	Do $70,04$
	Indeks dekoncentryczności [%]	$-114,29$	$113,06$	$-16,88$	$33,34$
Przyrost roczny	Średnia dek. dostokowa [mm]	$1,24$		$0,56$	
	Średnia dek. odstokowa [mm]	$-1,25$		$-0,53$	
	Max. dek. dostokowa [mm]	$8,46$		$3,62$	
	Max. dek. odstokowa [mm]	$-7,45$		$-3,60$	
	Średnia wartość indeksu dekoncentryczności [%] (dek. dostokowa)	$108,73$		$32,11$	
	Średnia wartość indeksu dekoncentryczności [%] (dek. odstokowa)	$-99,38$		$-29,80$	
	Maksymalna wartość indeksu dekoncentryczności [%] (dek. dostokowa)	$2588,89$		$339,02$	
	Maksymalna wartość indeksu dekoncentryczności [%] (dek. odstokowa)	$-2200,00$		$-463,60$	

Przebieg krzywych przedstawiających zmiany indeksu dekoncentryczności znacznie różni się dla prób pozyskanych z drzew ze stoku osuwiskowego i z terenów stabilnych. Wartości indeksu dekoncentryczności dla reperów rosnących na podłożu stabilnym wahają się w pobliżu 0%, rzadko przekraczają 100%. Dla drzew rosnących na obszarze osuwiska wartości indeksu są wysokie, co dowodzi, że rosną one na podłożu niestabilnym (Ryc. 2). Fazy ruchu podłoża w obrębie stoku są widoczne na wykresach indeksu dekoncentryczności jako gwałtowne zmiany przebiegu krzywej: w przypadku dekoncentryczności dostokowej – jako gwałtowny wzrost wartości indeksu z roku na rok (od ujemnej lub dodatniej do dodatniej), a w obrębie dekoncentryczności odstokowej – jako gwałtowny spadek z roku na rok (od dodatniej lub ujemnej do ujemnej). Okresy mobilności podłoża, zarejestrowane w formie dekoncentryczności dostokowej i odstokowej w opisywanej próbie Saw25 rozdzielone są okresami stabilizacji podłoża, gdy przebieg krzywej podobny jest do przebiegu wykresów dla drzewa z obszaru stabilnego (WISTUBA, MALIK 2011). Wartości maksymalne indeksu dekoncentryczności przedstawiają się następująco: dla dekoncentryczności dostokowej 2588,89% (osuwisko) i 339,02% (repery), dla odstokowej adekwatnie –2200% i –463,60%.

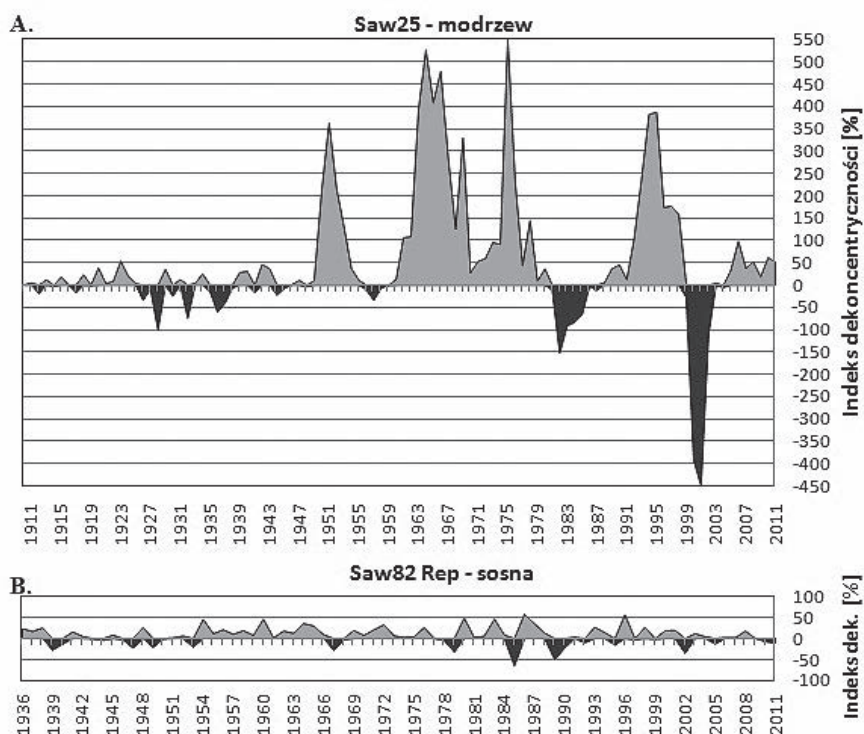


Fig. 2. Przykład przebiegu indeksu dekoncentryczności dla drzewa z terenu osuwiska (A) oraz dla drzewa z terenu stabilnego (B)

Fig. 2. The eccentricity index variations: example for a tree from the landslide area (A) and for a tree growing in a stable area (B)

Kolejnym etapem badań było wyznaczenie epizodów przemieszczeń grawitacyjnych podłoża. Obliczono zmienności roczne indeksu dekoncentryczności przyrostu rocznego zarówno dla drzew z obszaru osuwiska, jak i dla drzew ze stref nieaktywnych. Te drugie posłużyły do wyznaczenia progów do zdefiniowania początków epizodów osuwania. Dla zmienności rocznej przyrostów w próbach z terenów stabilnych, dla poszczególnych gatunków, obliczono wartość średnią i odchylenie standardowe, osobno dla wzrostów (przy wartości zmienności rocznej > 0) i spadków (przy wartości zmienności rocznej < 0). Za progi posłużyły łączne wartości średnich i odchyłeń standardowych, osobno dla wzrostów i spadków (WISTUBA, MALIK 2011). Wyniki zestawiono w tabeli (Tabela 2). Wyliczone progi różniły się dla poszczególnych gatunków.

Tabela 2. Progi pozwalające na wyznaczenie początków epizodów osuwania się dla poszczególnych gatunków drzew

Table 2. Thresholds allowing for determination of beginnings of the ground movement episodes for particular tree species

Wzrosty (zmienność roczna $vEi > 0$)			
	Jodła	Sosna	Modrzew
Średnia arytmetyczna $\bar{\chi}$	35,55	23,59	30,95
Odchylenie standardowe s	41,55	22,55	27,21
Próg $= \bar{\chi} + s$	77,11	46,14	58,16
Spadki (zmienność roczna $vEi < 0$)			
	Jodła	Sosna	Modrzew
Średnia arytmetyczna $\bar{\chi}$	-35,07	-24,79	-32,25
Odchylenie standardowe s	41,18	23,06	28,15
Próg $= \bar{\chi} + s$	-76,25	-47,85	-60,40

Sygnaly związane z grawitacyjnym przemieszczeniem podłoża wyznaczono dla wszystkich drzew z obszaru osuwiska na podstawie obliczonych powyżej progów. Łącznie wydatowano 536 sygnałów, 265 z nich (49,4%) związanych było z dekoncentrycznością dostokową, natomiast 271 (50,6%) – odstokową. Na wykresie (Ryc. 3) przedstawiono zmienność liczby wydatowanych sygnałów osuwania, określono procentowy udział drzew wykazujących dostokowe lub odstokowe sygnały ruchu dla danego roku. Następnie obliczono średnią wartość [%] sygnałów osuwania dla poszczególnych lat, osobno dla dekoncentryczności do- i odstokowej. Przeanalizowano zmienność liczby sygnałów w poszczególnych latach dla okresu 1900–2011. Najstarszy sygnał ruchu nastąpił w roku 1900. Największą liczbę sygnałów aktywności osuwiska wykazują lata: 1997, 1998 (14 osobników, ok. 42% opróbowanych na osuwisku drzew) oraz 1968 (13 osobników, 39% drzew). Dużą liczbą sygnałów charakteryzowały się także lata: 1975, 1977, 1978, 1979, 1988 (12 osobników – 36% drzew) oraz 1983, 1984, 1985, 1989 (11 osobników – 33% drzew). Dla okresu poprzedzającego rok 1930 dysponowa-

no mniejszą liczbą danych, co może być przyczyną małej liczby przypadających na te lata drzew wykazujących reakcję w powyższym zestawieniu.

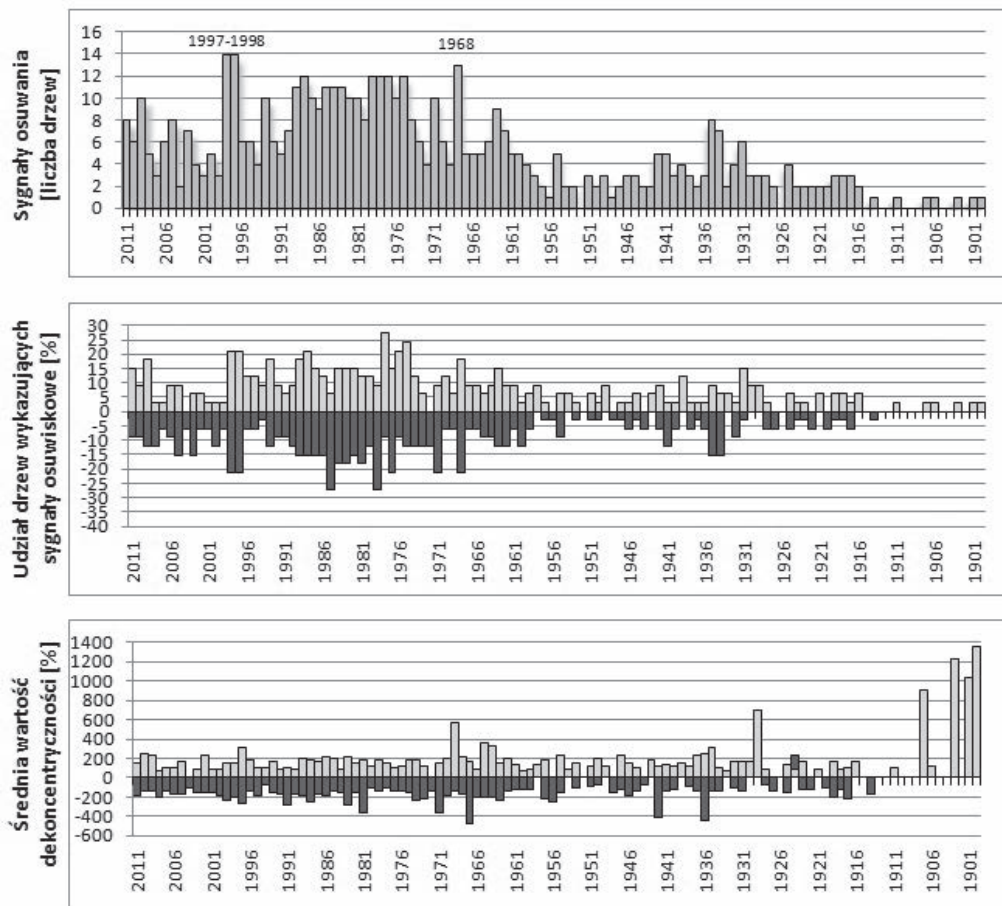


Fig. 3. Rozkład sygnałów osuwania uzyskanych dla poszczególnych lat metodą indeksu dekoncentracji

Fig. 3. Distribution of the landslide activity signals generated by the eccentricity index evaluation method for particular years

4. Dyskusja i podsumowanie

Uzyskane w wyniku analizy dendrochronologicznej okresy uruchamiania podłoża porównano z dostępnymi danymi klimatycznymi oraz z wynikami analiz przeprowadzonych innymi metodami. Na podstawie klasyfikacji termiczno-wilgotnościowej dla lat 1968–2003 oraz danych o opadach i temperaturze dla lat 2004–2011 ze Stacji IGiPZ PAN w pobliskim Szymbarku, wyznaczono lata wilgotne (opracował: GIL w: KRĄPIEC I IN. 2008). Najwyższe opady roczne, przekraczające 1000 mm, notowane były w Szymbarku

w tym okresie pięciokrotnie, z najwyższymi wartościami w 1974 roku, który był pod tym względem rekordowy (1164 mm) oraz w 2010 (1137 mm). Spośród najbardziej wilgotnych lat w tym regionie wymienić można także lata: 1970, 1980, 1985, 2001. Wysokie opady, mogące stać się przyczyną odnowienia ruchów masowych na obszarze całego Beskidu Niskiego i Sądeckiego, występowały w latach 1897, 1906, 1934, 1955, 1958, 1970, 1973, 1983, 1997, 1999 oraz w 2002 roku, który zaznaczył się ogromnymi zniszczeniami w Beskidzie Sądeckim (KRAPIEC I IN. 2008; POPRAWA, RĄCZKOWSKI 2003).

Tylko część okresów charakteryzujących się silną reakcją drzew jest bezpośrednio związana z wysokimi opadami występującymi w określonym roku lub wysokimi opadami w roku poprzedzającym, rejestrowanymi w okolicach Szymbarku. Lata charakteryzujące się ekstremalnie silną reakcją drzew, tzn. lata 1997–1998 związane są ze szczególnie intensywnymi opadami rejestrowanymi w roku 1997 (POPRAWA, RĄCZKOWSKI 2003). W roku tym na obszarze Karpat rejestrowano liczne powodzie, spowodowane wysokimi opadami letnimi. Jednak w okolicach Szymbarku był to rok tylko nieznacznie wilgotniejszy od przeciętnego. W obrębie badanych drzew reakcja następuje albo w latach o wysokich opadach w regionie: 1983, 1985, 1997, albo z rocznym opóźnieniem w stosunku do sygnału klimatycznego: 1971, 1975, 1981, 1998. W pozostałych przypadkach uruchomienie stoku mogło następować pod wpływem innych czynników, które trudno zinterpretować na podstawie posiadanych danych klimatycznych. Zastanawiające są lata o silnej reakcji, będące latami suchymi następującymi po latach suchych (np. rok 1977) lub latami suchymi następującymi po latach normalnych (np. 1982, 1984, 1993).

Dysponując wynikami uzyskanymi podczas monitoringu dendrochronologicznego przeprowadzonego na osuwisku „L. Sawickiego” w 2003 roku (KRAPIEC I IN. 2008), porównano je z wynikami otrzymanymi w niniejszej pracy. W badaniach z 2003 roku autorzy posłużyli się metodą rozejść krzywych dendrochronologicznych (KRAPIEC, MARGIELEWSKI 2000) oraz zidentyfikowali strefy drewna reakcyjnego. Spośród okresów z dużą liczbą reagujących drzew, lata 1971, 1977, 1981, 1988, 1989, 1993, 1997, 1998 wyróżnione zostały w obu opracowaniach. Jednym z okresów, w którym na deformację podłoża zareagowała największa liczba drzew rosnących na osuwisku, zaznaczającym się wyraźnie w obu opracowaniach, był rok 1997, kiedy to nastąpiły w Karpatach szczególnie intensywne opady, powodujące wezbrania powodziowe i powstanie licznych osuwisk (POPRAWA, RĄCZKOWSKI 2003). Natomiast rokiem o największej liczbie drzew, które zareagowały wykształceniem dekoncentrycznych przyrostów, w obydwu badaniach okazał się rok 1997. Drugim rokiem, w którym zarejestrowano największą liczbę drzew z deformacjami, wskazanym przez analizę z 2003 roku, był rok 1981. W niniejszych badaniach reakcja drzew na uruchamianie podłoża była słabsza, ale również wyróżniała się na tle pozostałych lat. Różnice wynikać mogą np. z mniejszej liczby wywierców pobranych w 2011 roku i związanego z tym mniejszego pokrycia terenu opróbowanymi drzewami.

Porównanie danych uzyskanych metodą dendrochronologiczną z zapisami klimatycznymi jednoznacznie wykazało związek przemieszczenia podłoża z ekstremalnymi

opadami. Okazało się, iż część epizodów osuwania rejestrowano w latach o dużej wilgotności, aczkolwiek część nie wykazuje takiego związku. Epizody osuwania związane z czynnikami klimatycznymi mogły wystąpić w roku ekstremalnych opadów lub z rocznym opóźnieniem.

Summary

Dendrogeomorphological analysis of trees of various species from the L. Sawicki's landslide area, Szymbark, Beskid Niski (Low) Mts, Flysch Carpathians

Dendrogeomorphological analysis was carried out on a vast, active landslide, called the landslide of L. SAWICKI, situated in the Beskid Niski (Low) Mts, within the Flysch Carpathians. The research material consisted of 126 samples (cores), collected from 63 trees with a Pressler increment borer. The samples were taken from trees growing within the landslide area, as well as around it. Within the landslide area coring was made for 33 coniferous trees, representing the following species: silver fir (*Abies alba* Mill.) – 15 specimens; European larch (*Larix decidua* Mill.) – 11 specimens, and Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) – 7 specimens. The trees were selected; coring was made for specimens with trunks deformed (tilted) in the effect of movements of an unstable ground.

A new research method, consisting in calculation of the eccentricity index, was applied (WISTUBA, MALIK 2011). This method comprises measurements of the annual growth width on both sides of trunks (upslope and downslope), and determination of the eccentricity expressed in millimetres and the eccentricity index expressed in per cent. These indicators are determined for every tree as a whole, as well as for every annual growth ring. Beginnings of the mass movements are dated based on indicators of the annual variability of the eccentricity index of annual growth, expressed as a difference of the index values in a given year and in the previous one. On the basis of the annual variability of the eccentricity index values for trees growing in stable terrains, threshold values are determined for dating periods of gravitational movements (WISTUBA, MALIK 2011; WISTUBA ET AL. 2013).

Eccentricity of the annual growths and the eccentricity index were calculated for everyone tree as a whole and for every annual growth, for samples taken from all the trees analysed. Eccentricity [mm] calculated for coniferous trees growing within the landslide varied from –125.46 mm to 138.45 mm, and for reference trees from stable areas – from –37.63 mm to 70.14 mm. Eccentricity index values calculated for whole trunks of trees growing in the landslide area varied from –114.29% to 113.06%, and for trees growing in the reference, stable areas – from –16.88% to 33.34%. For the trees

growing in the landslide area the index values are high, which indicates that they have been growing on an unstable ground.

Identification of years with the highest numbers of trees exhibiting diagnostic signals for a ground movement was based on abrupt changes of the eccentricity index values. The signals connected with gravitational ground movements were determined for all trees from the landslide area, based on the thresholds calculated. Altogether 536 signals were dated, 265 (49.4%) of them were related to the upslope eccentricity, whereas 271 (50.6%) signals – to the downslope one. Variability of numbers of the signals in individual years was analysed for the period 1900–2011. The oldest signal of the movement appeared in 1900. The highest numbers of signals of the landslide activity were noted for the years: 1997, 1998 (14 specimens, ca. 42% of trees sampled on the landslide), and 1968 (13 specimens, 39% trees). Relatively high numbers of signals characterized also the years: 1975, 1977, 1978, 1979, 1988 (12 specimens 36% trees), and 1983, 1984, 1985, 1989 (11 specimens – 33% trees). For the period prior to 1930 less data were available, which could be a cause of lower numbers of trees exhibiting reactions in these years. Periods of starting ground movements determined with the dendrochronological analyses were compared with accessible climatic data and with results of analyses carried out with other methods. In the period analysed (1900–2011) the highest annual precipitations, over 1000 mm, were noted in Szymbark five times, with the highest values in 1974 (1164 mm) and in 2010 (1137 mm). Also the years: 1970, 1980, 1985, 2001 should be counted to the most humid years in the region. High rainfall, which could brought about revitalization of mass movements in the entire Beskid Niski and Sądecki Mts, occurred in the years 1897, 1906, 1934, 1955, 1958, 1970, 1973, 1983, 1997, 1999, and 2002. Only some of the periods characterized with strong reaction of trees were directly connected with high rainfall in a given year or in the preceding one, registered in the surroundings of Szymbark. The years characterized by extremely strong reaction of trees, i.e. the years 1997–1998 are connected with particularly intensive rainfall registered in the year 1997 (POPRAWA, RACZKOWSKI, 2003). That year in the Carpathians numerous floods were recorded, caused by very high summer rainfall. However, in the surroundings of Szymbark it was the year only slightly more humid than average. Among the trees examined the reaction occurred either in the years with high rainfall in the region (1983, 1985, 1997), or with one-year delay with respect to the climatic signal (1971, 1975, 1981, 1998). In the remaining cases destabilization of the slope could be provoked by other factors, difficult to explain on the basis of the available climatic data. Particular attention should be paid for the strong-reaction dry years preceded by dry years (e.g. 1977) or the strong-reaction dry years preceded by average years (e.g. 1982, 1984, 1993). Comparison of the data obtained with the dendrochronological method with climatic records demonstrated connection of the ground movements with extreme rainfall. It turned out that part of the sliding episodes were registered in highly humid years, however the remaining ones did not display such a relationship.

Literatura

- DAUKSZA L., GIL E., KOTARBA A., SŁUPIK J., STARKEL L., 1970. Investigation of the Research Station of the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences at Szymbark near Gorlice. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.* **4**: s. 121–141.
- JANKOWSKI L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (Polskie Karpaty Zewnętrzne). *Biuletyn PIG* **426**: 27–52.
- KOTARBA A., 1986. Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej. *Przegląd Geograficzny* **58** (1–2): 119–129.
- KRĄPIEC M., MARGIELEWSKI W., 1991. Zastosowanie analizy dendrogeomorfologicznej w datowaniu powierzchniowych ruchów masowych. *Kwartalnik AGH – Geologia* **17** (1–2): 67–81, Kraków.
- KRĄPIEC M., MARGIELEWSKI W., 2000. Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych. *Kwartalnik AGH – Geologia* **26** (2): 141–171, Kraków.
- KRĄPIEC M., RĄCZKOWSKI W., 2005. Dendrogeomorfologiczny monitoring ruchów osuwiskowych na obszarze Beskidu Niskiego [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polski, Kraków 19–22 września 2005*, 231–246.
- KRĄPIEC M., RĄCZKOWSKI W., DANEK M., KLUSEK M., GIL E., ZABUSKI L., 2008. Monitoring dendrogeomorfologiczny osuwisk w Beskidzie Niskim. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU* **6**: 173–184.
- NAWROCKA N., KRĄPIEC M., 2013. Reconstruction of recent activity of the L. Sawicki's landslide in the vicinity of Szymbark (Low Beskid Mts., SE Poland) [w:] "Methods of absolute chronology": 11th international conference: 15–18th May 2013, Podlesice, Poland: abstracts & program, s. 78, poster no 23.
- POPRAWA D., RĄCZKOWSKI W., 2003. Osuwiska Karpat. *Przegląd Geologiczny* **51** (8): 685–692.
- RĄCZKOWSKI W., 2007. System Ochrony Przeciwośuwiskowej – Karta Rejestracji Osuwiska 1205042-2.
- RĄCZKOWSKI W., ZABUSKI L., 2008. Numeryczne modelowanie deformacji stoku osuwiskowego – Maślana Góra w Szymbarku koło Gorlic. *Geologia* **34** (4): 733–742.
- SAWICKI L., 1917. Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicji Zachodniej. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie* **56A**: 227–313.
- SHRODER J.F., 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Prog. Phys. Geogr.* **4**: 161–188.
- STARKEL L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geograficzne IG PAN* **22**, 239 pp.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1973. Budowa geologiczna i roponośność rejonu Szymbarku koło Gorlic. *Prace Geol. Kom. Nauk. PAN* **80**: 11–61.
- WISTUBA M., MALIK I., 2011. Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych drzew – narzędzie do identyfikacji współczesnych ruchów osuwiskowych. *Czasopismo Geograficzne* **82** (4): 401–421.
- WISTUBA M., MALIK I., GÄRTNER H., KOJS P., KRĄPIEC M., 2012. Zastosowanie dekoncentryczności przyrostów rocznych świerka pospolitego (*Picea abies* Karst.) w analizie dynamiki osuwiska – przykład z masywu Hrubého Jesenika (Sudety Wschodnie). *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej w Rogowie* **14** (1): 185–194.
- WISTUBA M., MALIK I., GÄRTNER H., KOJS P., OWCZAREK P., 2013. Application of eccentric growth of tree-rings as a tool for landslide analyses (an example of *Picea abies* Karst. in the Carpathian and Sudeten Mountains – Central Europe). *Catena* **111**: 41–55.
- WALANUS A., 2005. Program Quercus, Instrukcja obsługi, Kraków.

ZABUSKI L., WÓJCIK A., GIL E., MROZEK T., RĄCZKOWSKI W., 2009. Landslide process in a flysch Massie – case study of the Kawiory landslide, Beskid Niski Mts. (Carpathians, Poland). *Geological Quarterly* **53** (3): 317–332.

ZIELSKI A., KRAPIEC M., 2009. *Dendrochronologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

