

Wacław FLOREK

RADIOWĘGLOWY WIEK POZIOMÓW ORGANOGENICZNYCH W DNACH DOLIN ŚRODKOWEJ CZĘŚCI POBRZEŻA BAŁTYKU

Streszczenie. Datowania radiowęglowe zostały wykorzystane do określenia wieku spągu wypełnień paleokoryt, głównie paleomeandrów, zachowanych na obszarze teras rzecznych głównych rzek środkowej części Pomorza i pobrzeża Bałtyku. Wydatowano także osady limniczne, wyścielające wytopiska występujące na terasach rzecznych, a także późnholoceńskie pokrywy torfowe. Określono również wiek uwarunkowanej antropogenicznie agradacji oraz wiek i zasięg skutków transgresji litycznej w ujściowym odcinku Słupi.

RADIOCARBON AGE OF ORGANOGENIC LEVELS IN RIVER VALLEYS ON THE BALTIC SEA COAST

Summary. Radiocarbon datings have generally been applied to determine the age of the filling floors of paleochannels, mostly paleomeanders, existing on the river terraces on the Baltic Sea Coast. Also have been determined age limnic sediments in fillings of the melt-out holes on the valley terraces, as well Late Holocene peat cover on river terraces and age of anthropogenic aggradation and range of the Littorina transgression in the mouth part of the Słupia river valley.

1. Wprowadzenie

Osady organogeniczne występujące w dnach dolin rzecznych obszaru pobrzeża Bałtyku są zarówno efektem akumulacji fluwialnej, jak i limnicznej i bagiennej. Te ostatnie wypełniają bowiem zarówno rozległe zagłębienia powytopiskowe, łatwo rozpoznawalne dzięki odmiennej od otoczenia litologii, choć nie zawsze czytelne w morfologii, jak i po-
grzebane pod miąższymi seriami holoceńskich osadów rzecznych osady późnoglacialne, a

nawet interstadialne, czy interglacialne. Najczęściej jednak wykorzystywano datowania radiowęglowe do określenia wieku spągu wypełnień paleokoryt, głównie paleomeandrów, występujących na terasach rzecznych, przede wszystkim na obszarze równi zalewowych. Często były datowane serie torfowe występujące na różnych poziomach terasowych, których powstawanie związane było z okresami zwilgotnienia klimatu. Ich ząębienie się z osadami deluwialnymi i powodziowymi dało też asumpt do wnioskowania o wieku i intensywności procesów denudacji wywołanej gospodarczą działalnością człowieka prahisterycznego i wczesnośredniowiecznego.

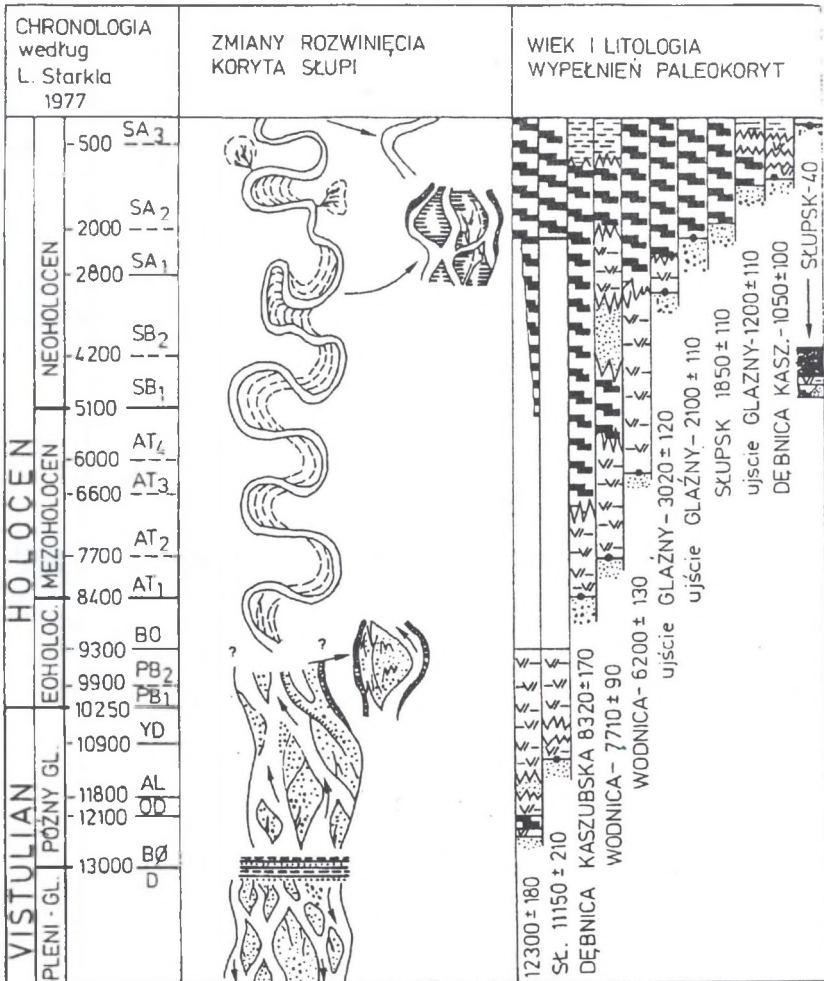
Wykorzystywany w badaniach późnowistuliańskiej i holocenińskiej historii dolin rzecznych środkowej części Pomorza i półwyspu Bałtyku zbiór dat radiowęglowych powstał dzięki kilkunastoletniej współpracy z Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej. Prace te były finansowane przez Wyższą Szkołę Pedagogiczną w Słupsku, a także z innych środków (MR I/25, temat 06.6, CPBP 03.13, zad. 01.3.5, grant KBN, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusze Słupsk i Smołdziński Las).

Wszystkie przytoczone daty są niekalibrowane.

2. Wiek paleokoryt występujących na terasach rzek półwyspu Bałtyku

Wykorzystywanie datowań radiowęglowych do określania wieku organogenicznych osadów składających się na wypełnienia paleokoryt jest praktyką od lat zakorzenioną w badaniach paleohydrologicznych (por. Starkel i Thornes 1981). Wiąże się z tym liczne wątpliwości metodyczne i spore ryzyko popełnienia zasadniczego błędu. Zwykle bowiem badacze usiłują pobrać najniżej leżące, choćby niewielkie wkładki organiczne. Tymczasem nader często są to fragmenty redeponowanych wkładek torfu, gytii, czy makroszczątków roślin. Znacznie bezpieczniejsze jest pobrać próbkę ze spągu większej warstwy gytii, torfu, czy mulku organicznego, która stanowi zapis spokojnej sedymentacji starorzecznej. Nic zawsze jest to możliwe, bowiem często odcięte (nieczynne) koryta położone są nadal w bezpośrednim sąsiedztwie czynnego koryta i podczas wezbrań zasilane wodą niosącą znaczne ładunki materiału mineralnego lub organicznego - redeponowanego (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975). Niewzięcie pod uwagę spągów interkalacji organogenicznych nie wiąże się z większym ryzykiem, jeśli chodzi o możliwość „odmłodzenia” paleokoryt, bowiem zwykle pierwsza faza wypełniania nieczynnych paleokoryt przebiega bardzo szybko (Rotnicki, Młynarczyk 1989), a więc początek ciągłej akumulacji organogenicznej najczęściej następuje jedynie o kilka-kilkanaście lat po odcięciu koryta.

Opróbowywanie osadów wypełniających paleokoryta Wieprzy, Słupi i Łupawy było dokonywane z uwzględnieniem przytoczonych uwag. Wiek wydatowanych paleokoryt obejmuje późny wistulian (najstarsza data - 12300 ± 180 BP, Gd-2116, Florek 1984, Alexandrowicz et al. 1989) i cały holocen.

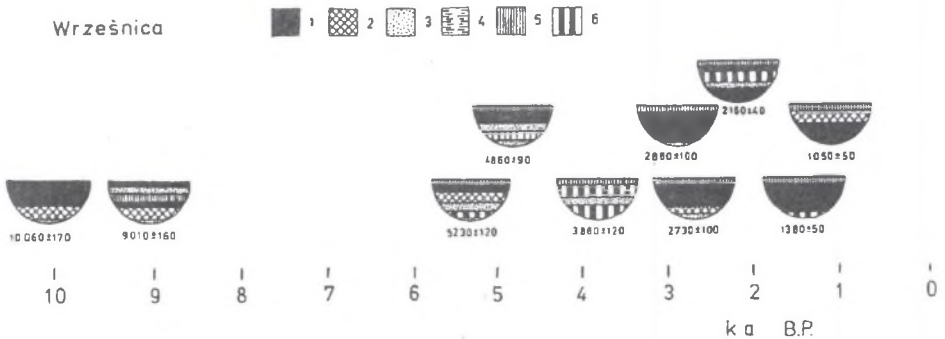


Rys. 1. Wiek i litologia wypełnień paleokoryt Słupi na tle zmian rozwinęcia koryta Słupi w późnym wistulianie i holocenie (wg Florek 1989)

Fig. 1. Age and lithology of the Słupia paleochannels infillings and changes of types Słupia river channel in Late Vistulian and Holocene (after Florek 1989)

Rysunek 1 przedstawia schemat litologii wypełnień paleokoryt występujących na terasach nadzalewowych Słupi i na jej równi zalcwowej. Zwraca uwagę, że w wypełnieniach koryt na terasach nadzalewowych i na późnowistuliańskim stożku napływowym Głaźny (prawobrzeżnego dopływu Słupi) występuje hiatus, obejmujący niemal całe okresy borealny i atlantycki (w niektórych przypadkach także subborealny). Spąg wypełnienia najstarszego paleokoryta stanowi cienka warstewka torfu, co może wskazywać na obecność wieloletniej zmarzliny i wiązać genezę paleokoryt niższej terasy nadzalewowej ze stopniową jej degradacją (Alexandrowicz et al. 1989, Florek 1991). Najstarsze paleomeandry rozpoznane w dolinie Słupi mają wypełnienia organogeniczne dwudzielne: spągową warstwę stanowi gytia, zwykle zawierająca niewielką domieszkę węglanów, podczas gdy najmłodsze, subatlantyckie paleomeandry w całości wypełnione są torfem (rys. 1).

Zależność pomiędzy wiekiem paleomeandrów a litologią wypełniających je osadów najsilniej zaznacza się w dolinie środkowej Wieprzy, poniżej Sławna. Spąg koryt preborealnych wyścielają gytie zawierające węglany, koryta ze schyłku okresu atlantyckiego i niemal całego okresu subborealnego wyścielają mulki organiczne, zaś spąg paleokoryt ze schyłku okresu subborealnego i z okresu subatlantyckiego stanowią torfy (Florek 1991) co przedstawiono na rys. 2.



Rys. 2. Schemat głębokości i litologii wypełnień paleomeandrów Wieprzy w okolicach Wrześnicy; 1 – torf, 2 – gytia, 3 – piasek, 4 – woda, 5 – utwory madowe, 6 – mułek organiczny, 7 – łączna miąższość osadów fluwialnych, 8 – miąższość wypełnień paleomeandrów (Florek 1991)

Fig. 2. Diagram of infillings paleomeander lithology of the Wieprza river near Wrześnica; 1 – peat, 2 – gyttja, 3 – sand, 4 – water, 5 – overbank deposits, 6 – organic silt, 7 – total thickness of fluvial deposits, 8 – thickness of paleomeander infillings (Florek 1991)

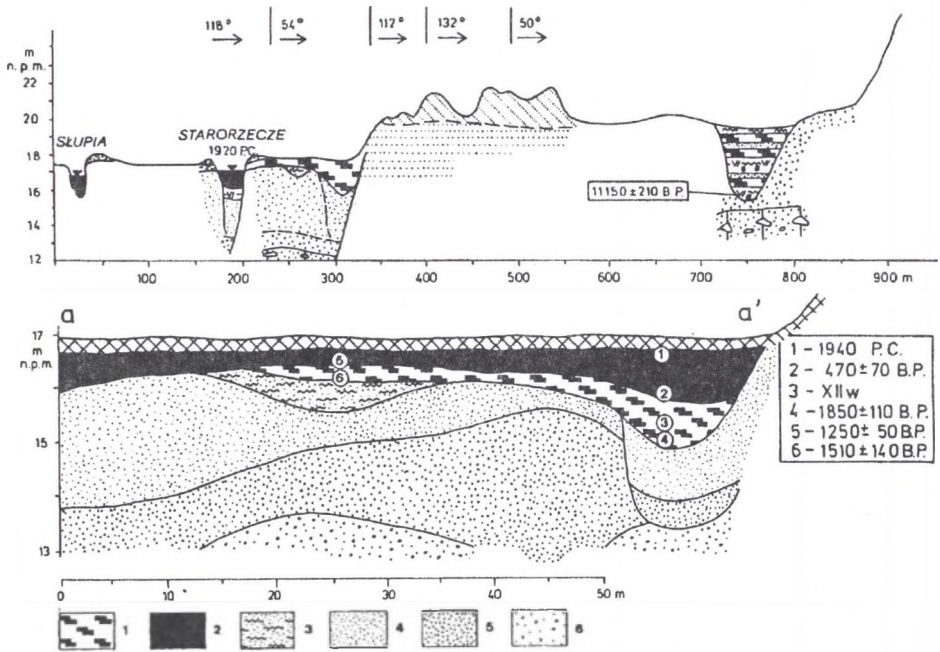
O tym, jak zróżnicowane było tempo wypełniania paleokoryt osadami organogenicznymi, przekonują wyniki szczegółowych badań przedstawionych na rys. 3. Liczne datowania radiowęglowe są tu zestawione ze znaleziskami archeologicznymi (pkt. 3 odpowiada dwunastowiecznym szczątkom ceramiki, zaś pkt. 1 ceramicznemu korkowi od butelki do piwa). Wykonane tu datowania radiowęglowe wskazują, że pojawienie się akumulacji torfu na meandrowych lachach wałowych musiało być związane ze zwilgotnieniem klimatu bądź z podniesieniem się zwierciadła wody gruntowej na obszarze równi zalewowej (Florek E., Florek W., 1986, Florek W. 1991). Wyraźnie zaznaczająca się zmiana w stopniu zachowania się torfu jest najprawdopodobniej rzeczą wtórną, bowiem warstwa graniczna została opatrzona datami znacząco się różniącymi (470 ± 70 BP, Gd-1320 i 1250 ± 50 BP, Gd-1319) (rys. 3) (Florek E., Florek W., 1986, Florek W., 1989).

3. Relacja osady limnicze – osady fluwialne w dolinach rzek pobrzeża Bałtyku

Rozwój sieci hydrograficznej Pomorza i pobrzeża Bałtyku postępował przez włączanie do sieci odwodnienia coraz to nowych, poligenetycznych obniżeń. Osady organogeniczne odkładały się na dnach takich obniżeń zarówno w późnym wistulianie (rys. 4), jak i w pierwszej części holocenu (rys. 5). W pierwszym przypadku po okresie późnoglacialnego odpływu typu sandrowego, po którym pozostały terasy sandru dolinnego, nastąpił okres degradacji wieloletniej zmarzliny i wytapiania się brył martwego lodu. W osi doliny powstało wówczas jezioro, po którym pozostały osady mulków organicznych z hydroilitem. Ich strop został wydатовany na 10980 ± 170 BP (Gd-6146) (Florek et al. 1993). W holocenie osady limnicze zostały przykryte ponad dziesięciometrową warstwą osadów fluwialnych.

Odminną sytuację przedstawia rys. 5. Spąg głębokiego obniżenia powytopiskowego zajmują torfy, których strop został wydатовany na 9360 ± 70 BP (Gd-1766). Wraz z zanikiem bryły martwego lodu, który tu zapewne zalegał, zaczął rozwijać się płytki, zarastający zbiornik, który stopniowo wypełniał się w części centralnej gytią z malakofauną, w strefie przybrzeżnej mulkiem organicznym i torfem z przewarstwieniami piasku (Florek 1991). W połowie holocenu na obszar tego zbiornika wtargnęła Łupawa, niosząc piaszczysto-zwirowe utwory korytowe. Koryto rzeki wkrótce przesunęło się ku wschodowi, pozostawiając starorzecze wypełnione obecnie osadami mineralno-organicznymi oraz torfem. Spąg torfu został wydатовany na 6570 ± 130 lat BP (Gd-2245, Florek W., 1984).

Tam, gdzie bryły martwego lodu miały niewielkie rozmiary, utworzyły się zbiorniki, które stopniowo wypełniane były osadami w sekwencji: torf gytia węglanowa-torf (rys. 4).



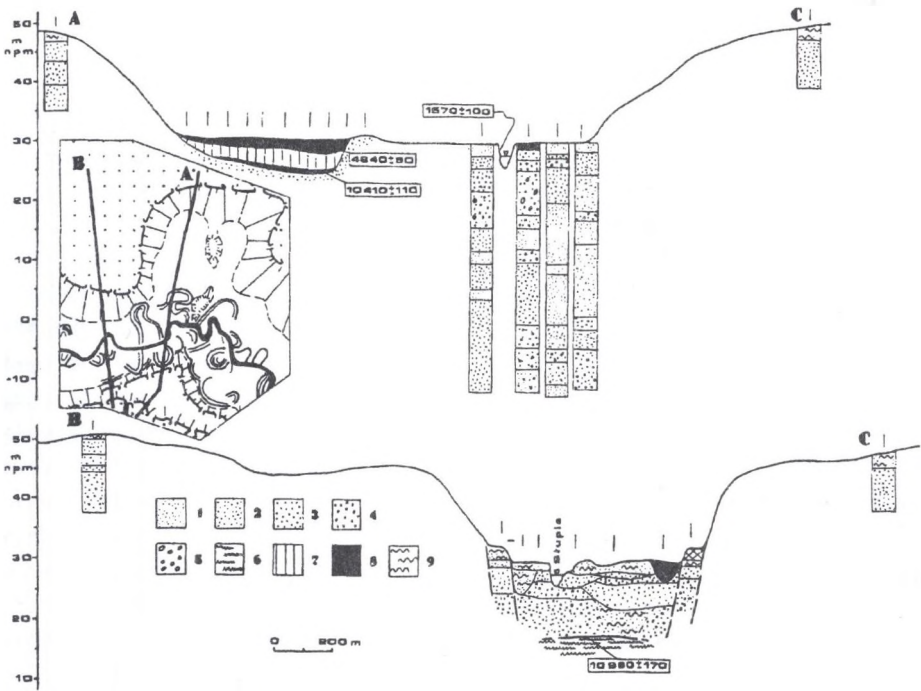
Rys. 3. Wick i litologia wypełnień paleokoryt na terasie nadzalewowej i równi zalewowej w Słupsku;

- 1 - torf nie rozłożony, brunatny,
- 2 - torf o różnym stopniu rozkładu, czarny lub brunatno-czarny,
- 3 - mułek piaszczysty, 4 - piasek drobnoziarnisty,
- 5 - piasek średnioziarnisty, 6 - piasek średnioziarnisty z domieszką gruboziarnistego (wg Florcka 1989)

Fig. 3. Age and lithology of paleochannels infillings on the low terrace and on floodplain of the Słupia river in Słupsk;

- 1 - not decomposed, brown peat,
- 2 - black or brown-black peat in different states of decomposition,
- 3 - silty sand, 4 - fine-grained sand,
- 5 - medium-grained sand, 6 - medium grained sand with an admixture of coarse-grained sand (after Florek 1989)

Spażowa warstwa torfu zaczęła się osadzać w późnym wistulianie (na stanowisku Dębica Kaszubska po 10410 ± 110 BP, Gd-5736), akumulacja torfu przypadła głównie na preboreal (Alexandrowicz et al. 1989, Florek 1991), zaś na optimum klimatyczne przypadł hiatus. Górna warstwa torfu powstała w górnym holocenie. W Dębicy Kaszubskiej proces zatorfienia zagłębienia powytopiskowego występującego w poziomie równi zalewowej został wznowiony po dacie 4840 ± 80 BP, Gd-5737; (rys. 4, Florek et al. 1993).

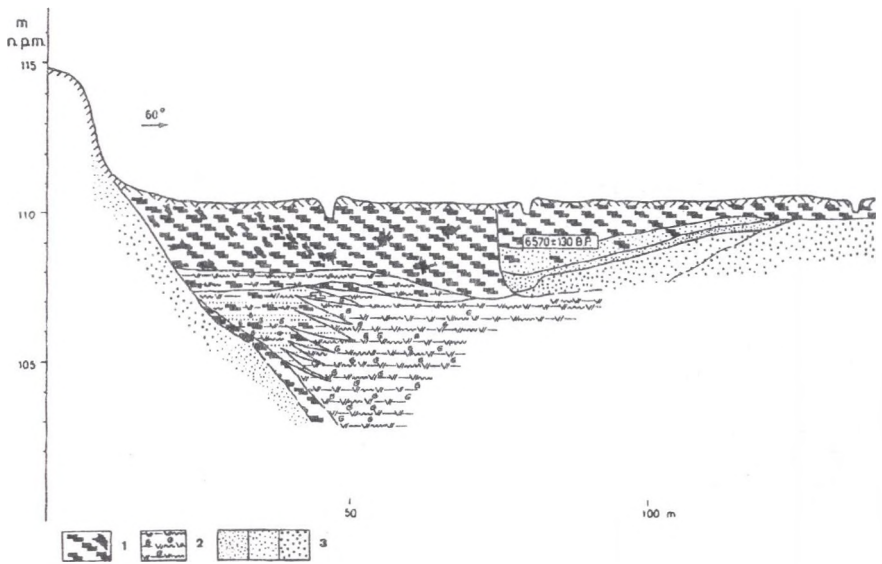


Rys. 4. Przekrój geologiczny przez osady doliny Słupia koło Dębicy Kaszubskiej; 1 - piasek drobnoziarnisty, 2 - piasek średnioziarnisty, 3 - piasek gruboziarnisty, 4 - żwir, 5 - głaziki, 6 - gytty organiczne i namuły, 7 - kreda jeziorna i gytty węglanowa, 8 - torf, 9 - mułk (Florek et al. 1993)

Fig. 4. Geological cross-section through the Słupia valley deposits near Dębica Kaszubska; 1 - fine-grained sand, 2 - medium-grained sand, 3 - coarse-grained sand, 4 - gravel, 5 - pebbles, 6 - gyttjas and warp-clays, 7 - lake marl and calcareous gyttja, 8 - peat, 9 - silt, (Florek et al. 1993)

4. Młodoholocenne pokrywy torfowe na terasach rzek Pomorza i półwyspu Bałtyku

Powszechny jest pogląd o wzroście wilgotności klimatu po optimum klimatycznym holocenu (Starkel 1977). W dolinach rzek przybrzeżnych znalazło to odzwierciedlenie we



Rys. 5. Przekrój geologiczny przez osady doliny Łupawy koło Zawiaty;
 1 – różne rodzaje torfu i szczątki drewna,
 2 – gytta ze szczątkami malakofauny,
 3 – piaski o różnej granulacji (Florek 1991)

Fig. 5. Geological cross-section through Łupawa river valley deposits near Zawiaty;
 1 – various kind of peat and wood remnants,
 2 – gyttja with malacofauna,
 3 – various-grained sands (Florek 1991)

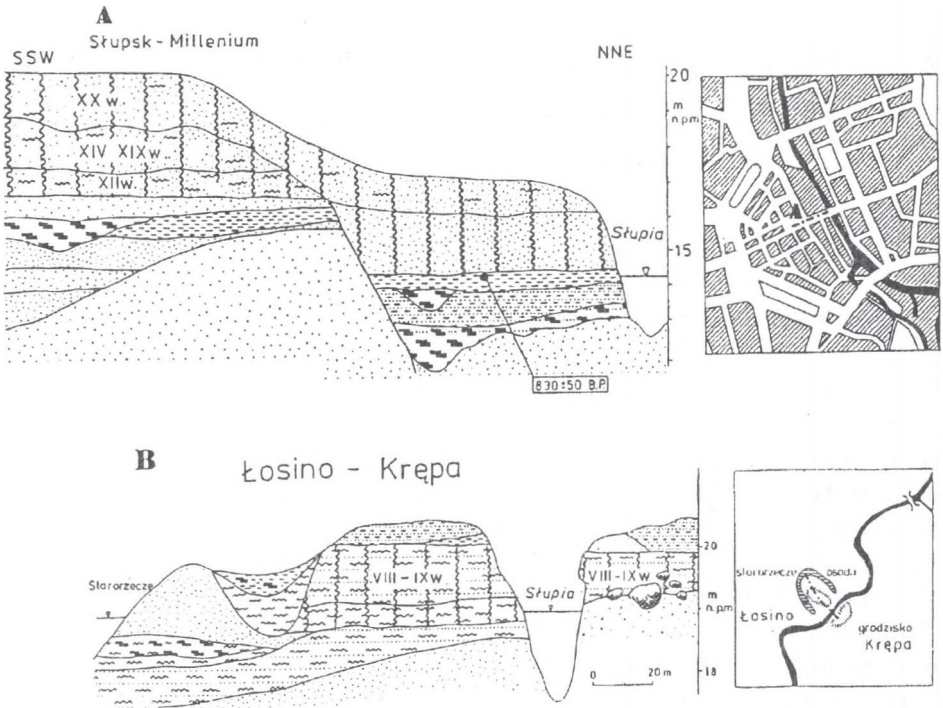
wspomnianym już, ponownym pojawieniu się akumulacji organogenicznej (torfowej) na terasach nadzalewowych. W dnach najniższej położonych obniżek pokorytowych narastanie torfu rozpoczęło się już u schyłku okresu atlantyckiego (Słupsk: 5640 ± 100 lat BP, Gd-3303, Wodnica-Kolonia: 5800 ± 100 lat BP, Gd-2579, Siecie: 5230 ± 360 lat BP, Gd-2425), jednak powszechne rozmiary przybrało dopiero w okresie subatlantyckim (Florek 1984, 1991). W połowie okresu subatlantyckiego rozpoczął się proces zatorfienia fragmentów równi zalewowych położonych na odcinkach o niewielkim spadku, niekiedy, jak to ma miejsce w przypadku słupskiego odcinka doliny Słupi, leżących na zapleczu względnie późno rozciętych stref przełomowych (por. rys. 3).

5. Poziomy organogeniczne w dolinach rzecznych a działalnością gospodarczą człowieka w prehistorii i wczesnym średniowieczu

Najstarsze świadectwa działalności człowieka prehistorycznego datowane radiowęglowo i to jedynie w sposób pośredni pochodzą z doliny niewielkiego, prawobrzeżnego dopływu Łupawy – Darżyńskiej Strugi, z okolic Głuszyna. Przeprowadzone tu badania geomorfologiczne wykazały, że dno doliny Darżyńskiej Strugi stanowi licząca ok. 1,1–1,6 m warstwa piaszysto–mulkowych osadów powodziowych, zalegających na warstwie torfu, której strop został wydatowany na 4880 ± 150 lat BP (KI-3716). Torf spoczywa na warstwie kamiennego bruku erozyjnego. Kilkuletnie badania archeologiczne dowiodły, że na przylegającym do badanego odcinka Darżyńskiej Strugi cyplu wysoczyznowym osadnictwo rozwija się niemal nieprzerwanie, począwszy od późnoncolitycznych kultur pucharów lejkowatych (Kurzawa, Machajewski w druku). Oznacza to, że wraz z wkroczeniem osadnictwa neolitycznego ustała w dolinie akumulacja torfu, a zastąpiła ją akumulacja osadów stokowych w dnie doliny, przechodzących w osady wezbraniowe, fluwialne. Doprowadziło to do zwężenia dna doliny od strony stanowisk archeologicznych o ok. 6–7 m.

Neolityczna aktywizacja procesów rzeźbotwórczych w dolinach rzek Pomorza i półbrzeża Bałtyku nie jest zjawiskiem często spotykanym. Powszechnie zwiększenie tempa narastania pokrywy utworów pozakorytowych wiązać można dopiero z falą osadnictwa wczesnośredniowiecznego (Florek 1989, 1991, 1993). W tym samym czasie wystąpiły znaczące zmiany hydrologiczne, polegające na okresowych zmianach zakresu i częstotliwości powodzi oraz na okresowych tendencjach do erozji lub agradacji. Charakterystyczna jest tu sytuacja w dolinie dolnej Słupi. Niskie usytuowanie grodu i osady przyrodowej koło Łosina (rys.6B) sugeruje, że w VII i IX wieku koryto Słupi musiało być bardziej wcięte lub prowadziło mniej wody niżeli współcześnie. Również wylewy Słupi były w tym okresie niewielkie. Po IX wieku nastąpił wzrost poziomu wody, o czym świadczą osady piaszczysto–mulkowe, przykrywające materiał zawierający artefakty. Podobną sytuację stwierdzono w centrum Słupska (rys.6A); w tym ostatnim przypadku datowania archeologiczne znalazły potwierdzenie w dacie radiowęglowej (830 ± 50 lat BP, Gd-5711).

Wczesnośredniowieczne ożywienie procesów denudacyjnych udokumentowane jest także datowaniem gleby podścielającej stożek napływowy (980 ± 60 lat BP, Gd-6089), który rozwinął się na terasie rynnowego J. Jasiń Południowy, na Pojezierzu Bytowskim.



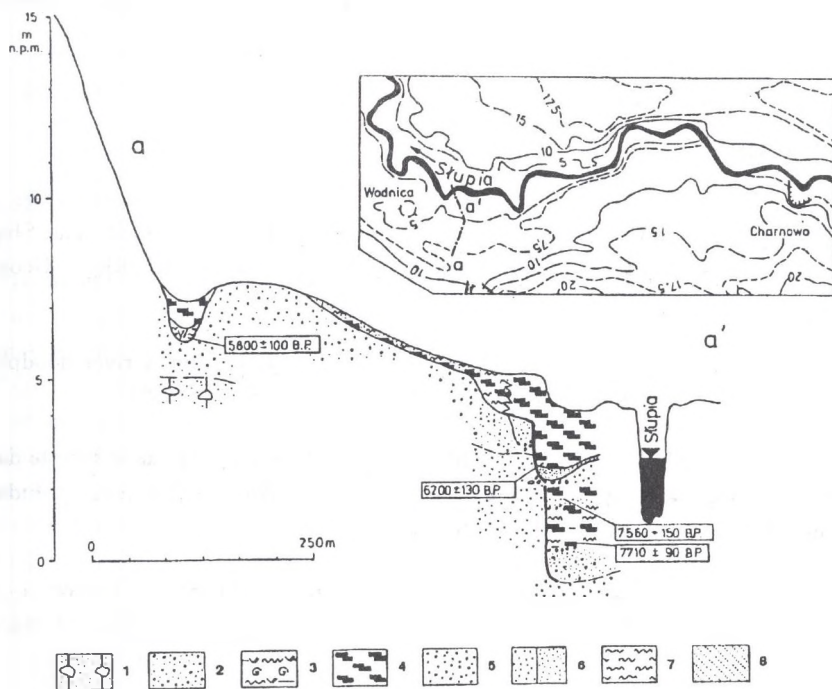
Rys. 6. Antropogeniczna agradacja w dolinie Słupii; A - w centrum Słupska, B - w okolicy wczesnośredniowiecznego grodziska i osady koło Łosina (Florek 1989, 1991)

Fig. 6. Anthropogenic aggradation in the Słupia valley; A - in the Słupsk down town, B - in area Early Mediaeval town and settlement near Łosino (Florek 1989a, 1991)

6. Sekwencja agradacyjna w ujściowym odcinku Słupii

Szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej ujściowego odcinka doliny Słupii (rys. 7) wykazało, że miąższość osadów fluwialnych występujących na obszarze równi zalewowej znacznie przekracza zasięg współczesnego, powodziowego przerobu osadu, zaś ich sekwencja litologiczna i wiek radiowęglowy wskazują na ich agradacyjne ułożenie. Starsze z datowanych paleokoryt (7710±90 lat BP, Gd-1887) jest wcięte do rzędnej około -0,5 - -1,0 m. W tym czasie poziom Bałtyku był niższy od obecnego o około 10 m, co wykazały Miotk i Bogaczewicz-Adamczak (1986) badając stanowisko położone na Mierzei Sarbskiej. Okres pomiędzy 7710 a 6200 BP był w dolinie Słupii koło Wodnicy okresem agradacji, która osiągnęła wartość około 3 m. Chronologicznie odpowiadało to fazie Kluki 1 (Tobolski 1987).

Później nastąpił okres stabilizacji pionowej koryta, mimo iż poziom wody w Bałtyku podniósł się od około 8,5 m ppm do około 0,5 m ppm (Tobolski 1987). Okres stabilizacji trwał co najmniej do 1130 ± 50 lat BP (Gd-5286) (spąg wypełnienia paleomeandru koło Charnowa). Wydaje się jednak, że to dopiero regulacja przeprowadzona na początku XX w. spowodowała wcięcie koryta Słupia o około 1,0 – 1,5 m, przy nie zmierzonym poziomie morza (Florek 1989).



Rys. 7. Budowa geologiczna doliny Słupia w rejonie Wodnicy; 1 - glina zwalowa, szara, 2 - różnoziarniste piaski fluwialne terasy nadzalewowej, 3 - gyttja ze szczątkami malakofauny, 4 - torf, 5 - piaski średni ziarniste, dennokorytowe, 6 - piaski średnio- i drobnoziarniste meandrowych łach wałowych i wypełnień paleomeandrow, 7 - mulki, 8 - piaski eoliczne (Florek 1989a, 1991)

Fig. 7. Geological cross-section of the Słupia valley near Wodnica; 1 - grey till, 2 - various-grained fluvial sand of the low terrace, 3 - gyttja with malacofauna, 4 - peat, 5 - medium-grained, channel lag sands, 6 - medium- and fine-grained sands of point bars and paleomeander infillings, 7 - silts, 8 - eolian sands (Florek 1989a, 1991)

7. Podsumowanie

Radiowęglowe badania osadów organogenicznych pochodzących z dolin rzecznych środkowych części Pomorza i pobraża Bałtyku przyczyniły się do rozwiązania wielu problemów stratygraficznych, a także do powstania rekonstrukcji paleogeograficznych obejmujących schyłek wistulianu i cały holocen. Stanowią też element umożliwiający określenie tempa zachodzących przemian, przede wszystkim tempa akumulacji osadów organogenicznych.

Literatura

Alexandrowicz S.W., Florek W., Zaborowska K., Zachowicz J., 1989, The Słupia upper floodplain in the vicinity of Słupsk, Pomerania, Poland, *Quaestiones Geographicae* 11/12, s. 5-27.

Florek E., Florek W., 1986, Age and development of the Słupia river floodplain terrace, Pomerania, Poland, *Quaternary Studies in Poland* 7, s. 5-24.

Florek E., Florek W., Orłowski A., 1993, Stratygrafia okolic Słupska w świetle datowań radiowęglowych [w:] *Geologia i geomorfologia środkowego Pobrzeża i południowego Bałtyku*, pod red. W. Florka, Słupsk, s. 259-266.

Florek W., 1984, Ewolucja i mechanizm transformacji dolin Słupi i Łupawy (sprawozdanie z badań za lata 1981-1984 w MR I/25), maszynopis w Instytucie Geografii WSP w Słupsku.

Florek W., 1989, Osady dna doliny Słupi i ich wiek radiowęglowy, *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 15, 1-2, s. 73-101, 203-205.

Florek W., 1989, Późnovistuliańska i holocenińska ewolucja doliny Słupi, *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 15, 1-2, s. 158-184, 209-211.

Florek W., 1991, Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza, *Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku*, s. 1-238.

Florek W., 1993, Wpływ gospodarczej działalności człowieka prahistorycznego i średniowiecznego na rozwój dolin i koryt rzecznych, [w:] *Miscellanea archaeologica Thaddeo Malinowski dedicata, Słupsk-Poznań*, s. 123-136.

Kurzawa J., Machajewski H., w druku, Sprawozdanie z dotychczasowych badań archeologicznych na stanowisku 1 w Głuszynie, woj. Słupsk, Pomerania Antiqua XVI.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975, The basic problem of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians', *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego* 19, s. 27-44.

Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, Późnowistuliańskie i holoceńskie formy i osady środkowej Prosnys i ich paleohydrologiczna interpretacja, Poznań.

Starkel L., Thornes J.B., 1981, Palaeohydrology of river basins, *Technical Bulletin* 28, *British Geomorphological Group*, s. 1-107.

Abstract

The organogenic deposits in the bottoms of river valleys of the seashore area result from fluvial, as well as limnic and palustrine accumulation; the latter filling both the extensive melt-out kettle-holes, easily recognizable in the environment for their different lithology, though not always clear in morphology, and in the Late Glacial or even interglacial drift, buried under the thicker series of the Holocene alluvium.

Radiocarbon datings have generally been applied to determine the age of the filling floors of paleochannels, mostly paleomeanders, existing on the river terraces, especially in the area of floodplains. They are, among others, the Late Glacial braided channels existing on higher terrace levels, as well as the whole Holocene originating channels of meandering and anastomosing channels, prevailing on floodplains. The frequency of datings leads to an assumption that the majority of dated paleomeanders comes from the Subatlantic Period. This may imply that on the turn of the Subboreal the intensity of the lateral channel migration rose significantly, resulting in the devastation of most older forms.

The analyses of radiocarbon datings and of the lithology of the Holocene paleomeanders fillings in the middle Wieprza further indicate that in the Eoholocene the floor of the fillings of the cut-out paleomeanders was made up of gyttja containing carbonates. Towards the close of the Atlantic and throughout the whole Subboreal Periods in the same lithostratigraphic position the organic silts were found, whereas at the close of the Subboreal and in the Subatlantic - peats.

Also worthy of notice are the peat series appearing on the higher terrace levels. The age of these deposits' floor is contained within a very narrow interval: 4840-5800 years BP, which testifies to a change of humidity conditions on the seashore river terraces on the turn of the Atlantic Period. Of major significance is the fact that in all known cases these dates occur after hiatus comprising the Boreal and Atlantic Periods.

In the estuary section of the Slupia valley, the organic series were used to determine the rate and age of the deposits aggradation, induced by the peak phase of Littorina transgression.