

Wacław FLOREK

NIEKTÓRE PROBLEMY SEDYMENTOLOGICZNE
ZWIĄZANE Z BUDOWĄ TERAS
ŚRODKOWO- I MŁODOHOLOCENSKICH
DOLNEGO BOBRU

(7 fig.)

*Some sedimentological problems concerning
the geology of Middle and Young Holocene terraces
of the lower section of the Bóbr valley
(Western Poland)*

(7 Figs.)

Wacław Florek: Some sedimentological problems concerning the geology of Middle and Young Holocene terraces of the lower section of the Bóbr valley (Western Poland). Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae 54-3/4: 397–410, 1984 Kraków.

A b s t r a c t: Fossilization of tree trunks in deposits of Middle and Young Holocene terraces of the lower section of the Bóbr valley (Western Poland) was caused by lateral channel migration between the Atlantic and Subboreal Phases. The infilling of paleomeanders, preserved on terrace plains was found to have started at the beginning of Subboreal *b* or in the Subatlantic *a* Phases.

Key words: fossilization of tree trunks, river terraces, Holocene, Bóbr valley, Western Poland.

Wacław Florek: Zakład Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej, ul. Arciszewskiego 22 B, 76-200 Słupsk.

manuscript received: March, 1981

accepted: Mai, 1983

Treść: Fosylizacja pni drzewnych w osadach teras środkowo- i młodoholocenijskich dolnego Bobru dokonała się na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego, w wyniku bocznej migracji koryt meandrowych. Wypełnianie paleomeandrów zachowanych na powierzchniach teras rozpoczęło się na początku okresu subborealnego *b* lub w okresie subatlantyckim *a*.

WPROWADZENIE

Autor przez kilka lat prowadził badania nad rozwojem dna doliny Bobru na odcinku od Żagania do Krosna Odrzańskiego (por. fig. 1). Głównym przedmiotem prac był obszar rozległych dwóch najniższych poziomów terasowych, których wiek został następnie określony na środkowo- i młodoholocenijski oraz współczesny.

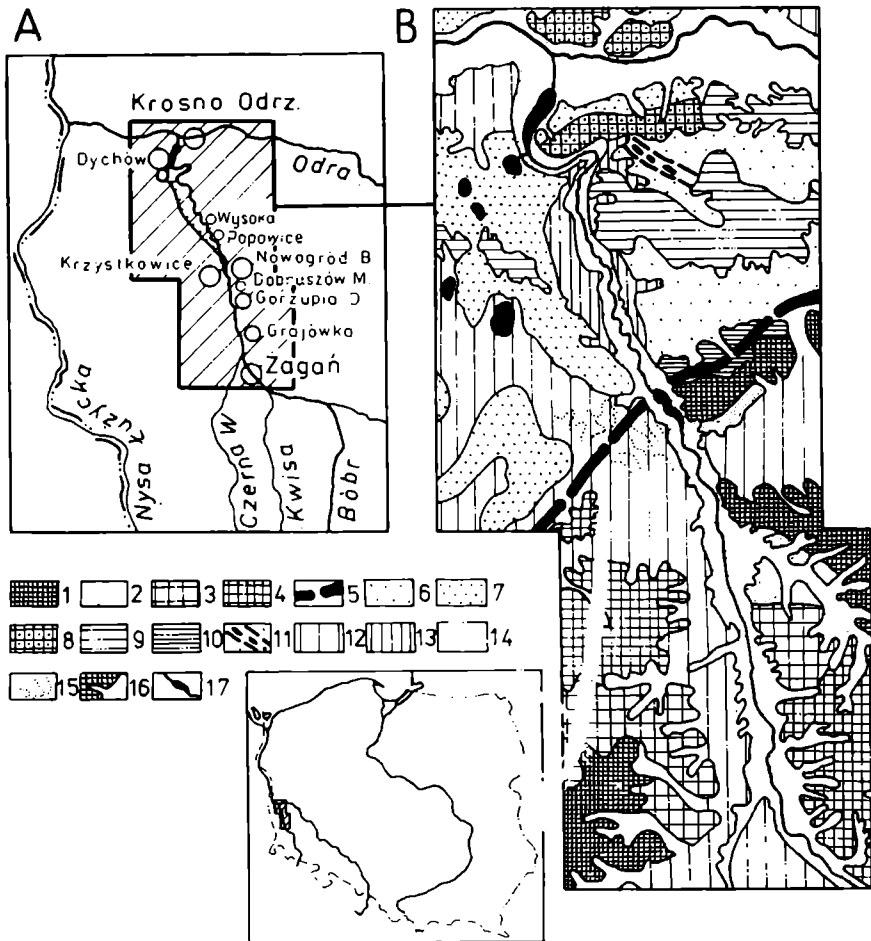


Fig. 1. Szkic sytuacyjny badań (A) i mapa geomorfologiczna obszaru otaczającego dolinę dolnego Bóbru (B). Zlodowacenie środkowopolskie: 1 – morena czołowa spiętrzona, 2 – powierzchnie sandrowe, 3 – wysoczyzna morenowa płaska i falista z pokrywą utworów peryglacialnych, 4 – wysoczyzna morenowa pagórkowata z pokrywą utworów peryglacialnych; zlodowacenie bałtyckie: 5 – linia zasięgu zlodowacenia bałtyckiego, 6 – powierzchnie sandrowe sypane na lodzie martwym, 7 – powierzchnie różnych poziomów sandrowych, 8 – powierzchnie sandrowe leżące na starych zaburzonych glaciotektonicznie formach plejstocenijskich, 9 – kemy, 10 – terasy kemowe, 11 – rynny glacialne; plejstocen i holocen: 12 – powierzchnie starszych poziomów terasowych, 13 – wyższe terasy Bóbru, 14 – dna dolin rzecznych. 15 – większe formy wydymowe, 16 – młode rozcięcia dolinne, 17 – sieć hydrograficzna

Fig. 1. Localisation sketch (A) and geomorphological map of the Lower Bóbr valley (B). Middle Polish Glaciation (Riss): 1 – pushed moraine, 2 – outwash plains, 3 – flat and wavy morainic plateau covered by periglacial deposits, 4 – hilly morainic plateau covered by periglacial deposits; Vistulian Glaciation: 5 – line of maximum extent, 6 – outwash deposits laid down on dead ice, 7 – outwash plains, 8 – outwash deposits overlying old, glaciotectionally disturbed Pleistocene forms, 9 – kames, 10 – kame terraces, 11 – glacial rills; Pleistocene and Holocene: 12 – old terrace levels, 13 – higher Bóbr terraces, 14 – valley floors, 15 – main dunes, 16 – young valley cuts, 17 – hydrographic net.

Zasadnicze problemy związane z ich powstaniem zostały przez autora rozstrzygnięte na drodze interdyscyplinarnych studiów (Florek, 1979). Kilka z nich stanowiły zagadnienia z zakresu sedimentologii, takie jak: fosylizacja pni drzewnych w osadach rzecznych, geometria paleokoryt i litologia wypełniających je osadów.

FOSYLIZACJA PNI DRZEWNYCH W OSADACH RZECZNYCH

Duża dynamika środowiska fluwialnego powoduje nieustanne przemieszczanie się osadów oraz mieszanie się szczątków różnowiekowych. Niszczącej dzia-

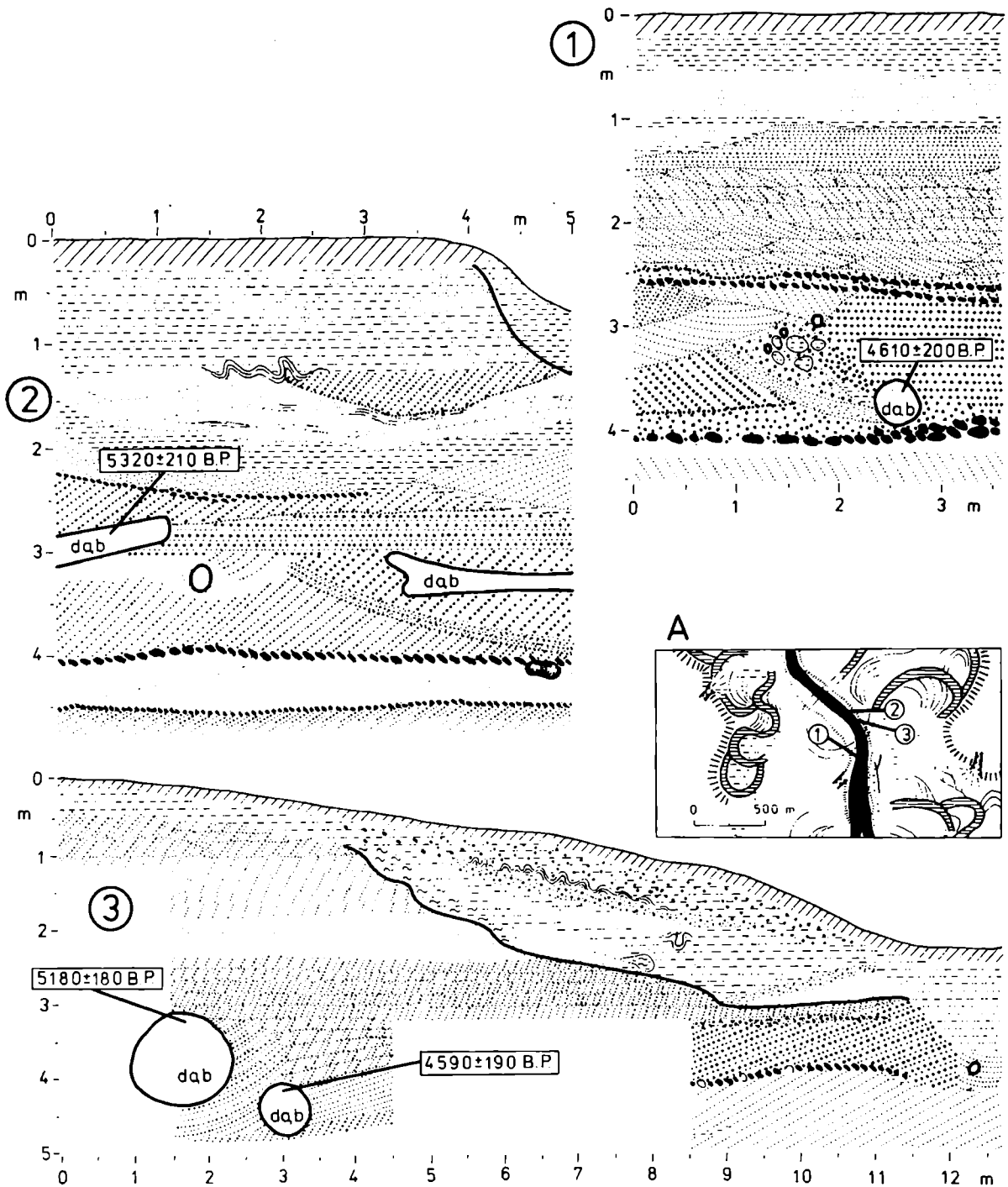


Fig. 2. Położenie datowanych pni czarnych dębów w osadach. A – lokalizacja odsłoneń, 1 – odsłonięcie w lewym brzegu, 2, 3 – odsłonięcie w prawym brzegu Bobru na północ od Gorzupii Dolnej.
 Fig. 2. The position of dated black oak trunks. A – outcrops, 1 – left bank, 2, 3 – right bank of the Bobr valley, to the North of Gorzupia Dolna

łałności wody o znacznej energii mogą się oprzeć jedynie bardzo duże elementy. Takimi są pnie drzew, często znajdowane w osadach rzecznych. Mogą one posłużyć do określenia wieku osadów fluwialnych jedynie wówczas, gdy mamy pewność, że nie podlegały wielokrotnej redepozycji (Becker, 1970, 1971, 1975) lub gdy osady, w których spoczywają nie zostały wymyte i zastąpione nowymi (Becker, 1972, 1975; Starkel, 1978).

Większość znajdujących pni drzewnych tkwi w osadach wypełniających dna

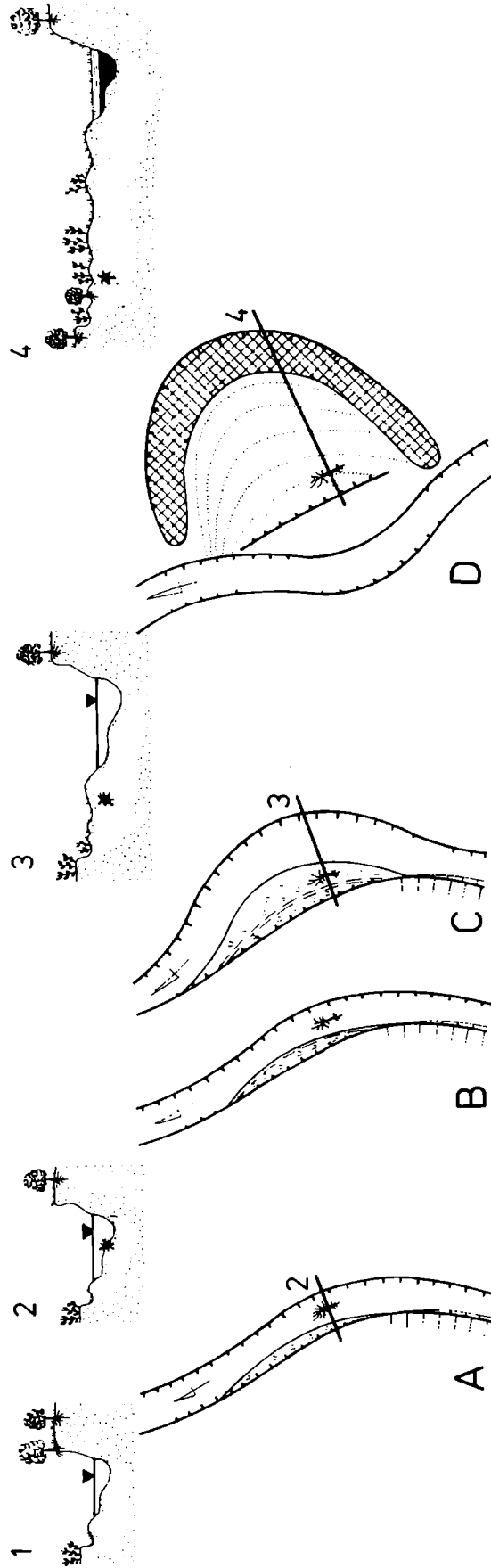


Fig. 3. Schemat obrazujący proces fosylizacji dębu w osadach Bobru w rejonie Popowic. A — stan koryta z lipca 1974 roku, B — stan z lipca 1976 roku, C, D — kolejne, hipotetyczne etapy rozwoju meandru w przypadku utrzymania się istniejących tendencji, 1—4 — przekroje poprzeczne przez koryto i dolinę Bobru ukazujące pozycję dębu, który uległ fosylizacji

Fig. 3. Scheme illustrating the fossilisation of oak trunks within the Bóbr deposits, in the vicinity of Popowice. A — channel course from July 1974, B — channel course from July 1976, C, D — supposed consecutive stages of the meander development when assuming contemporary tendencies, 1—4 — cross-sections of the river bed and the valley of Bóbr, showing the position of the fossilised oak trunk

dolin rzecznych, osadach korytowych; rzadko znalezisk takich dokonuje się w osadach wypełniających paleomeandry, czy w osadach pozakorytowych. Szczegółowe omówienie tego zagadnienia znajduje się w dwóch pracach autora (Florek, 1978a, 1979).

Na podstawie szczegółowych badań Henningsena i Mäckela (1969) oraz własnych, Becker (1970, 1971, 1972, 1975) stwierdził istnienie kilku (w dorzeczu górnego Dunaju trzech) horyzontów czarnych dębów oraz postawił tezę o decydującej roli katastrofalnych powodzi w ich powstawaniu. Teza ta jest wielokrotnie powtarzana przez autorów polskich (Środoń, 1972; Kowalski, 1975), choć nie znajduje uzasadnienia w sytuacji geomorfologicznej i geologicznej znalezisk fosylnych pni drzew. Pogląd ten został przez autora niniejszego opracowania szerzej przedstawiony w innych pracach (Florek, 1978a, 1979). Badania przeprowadzone przez autora w dolinie dolnego Bobru wykazały, iż pnie fosylnych drzew występują w osadach korytowych teras środkowo- i młodoholocenijskich. Cztery z nich, znalezione w podcięciach brzegowych współczesnego koryta Bobru, były datowane metodą radiowęglą (fig. 2). Zarówno sytuacja geologiczna datowanych pni, jak i ich położenie geomorfologiczne (fig. 2A) wskazują, iż fosylizacja pni dokonała się wskutek bocznego przesuwania się koryta rzecznej. Teza ta znajduje swe potwierdzenie w analizie materiałów zebranych przez innych autorów (por. Mościcki, 1953; Szczepankiewicz, 1959; Dumanowski, Jahn, Szczepankiewicz, 1962; Henningsen, Mäckel, 1969; Becker, 1970, 1971, 1972, 1975; Szczepankiewicz, Cegła, 1974; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1975; Wroński, 1974; Becker, Schirmer, 1977; Lindner, 1977 i inni), którzy znajdowali pnie fosylnych drzew w osadach facji korytowej. A zatem proces fosylizacji pni drzewnych, w tym dębowych, w osadach rzecznych strefy umiarkowanej wilgotnej dokonuje się przede wszystkim na drodze bocznego przesuwania koryta rzecznej (fig. 3). Taki schemat fosylizacji pni drzewnych jest zgodny z głoszonym ostatnio przez Falkowskiego (1971, 1972) oraz Kozarskiego i Rotnickiego (1977, 1978) poglądem o erozyjnym charakterze holocenijskiego etapu rozwoju den dolin rzecznych na Niziu Polskim, połączonego z bocznym przyrostem osadów wskutek meandrowania rzek (Kozarski, Rotnicki, 1977, 1978). Wynika stąd, iż tak zwane „poziomy czarnych dębów” powstają nie wskutek jednorazowych aktów katastrofalnego powalenia lasów grądowych na obszarach całych den dolinnych, a na drodze względnie powolnego bocznego narastania osadów fluwialnych, zawierających przysypane pnie drzew (fig. 3). Do poglądu tego skłania się Starkel (1977), a ostatnio także i Becker (Becker, Schirmer, 1977).

CECHY OSADÓW WYPEŁNIAJĄCYCH PALEOMEANDRY BOBRU NA TLE PROCESÓW ICH FOSYLIZACJI

Jedną z cech charakterystycznych środkowo- i młodoholocenijskich teras stanowiących współczesne dno doliny Bobru są liczne ślady paleomeandrów. Analiza ich cech geometrycznych stała się przedmiotem oddzielnej publikacji autora (Florek, 1978b). Osady wypełniające paleomeandry poznano dzięki licznym wierceniom i wkopom wykonanym na obszarze czterech paleomeandrów (fig. 4–7).

Zostały one wybrane na podstawie studiów nad mapą, zdjęciami lotniczymi oraz po rekonesansach terenowych. Paleomeandry te różnią się lokalizacją, wielkością, kształtem i sąsiadującymi z nimi formami. Badania terenowe wykazały, że różnią się również budową geologiczną.

Dwa pierwsze paleomeandry położone w rejonie Dobruszowa Małego (fig. 4) i Nowogrodu Bobrzańskiego (fig. 5) są formami dużymi. Miąższość utworów wypełniających obydwie paleomeandry jest natomiast niewielka. Paleomeander Dobruszów Mały wypełniają głównie osady drobnopiaszczyste z dość znacznym udziałem frakcji mułkowych i mułki. Osadów organogenicznych jest niewiele i ich miąższość nigdzie nie przekracza 0,40 m, wzrastając stopniowo od południowej

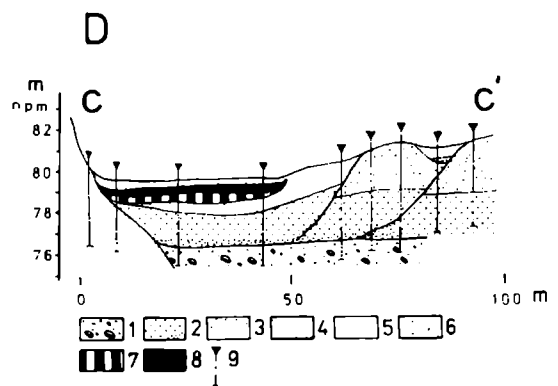
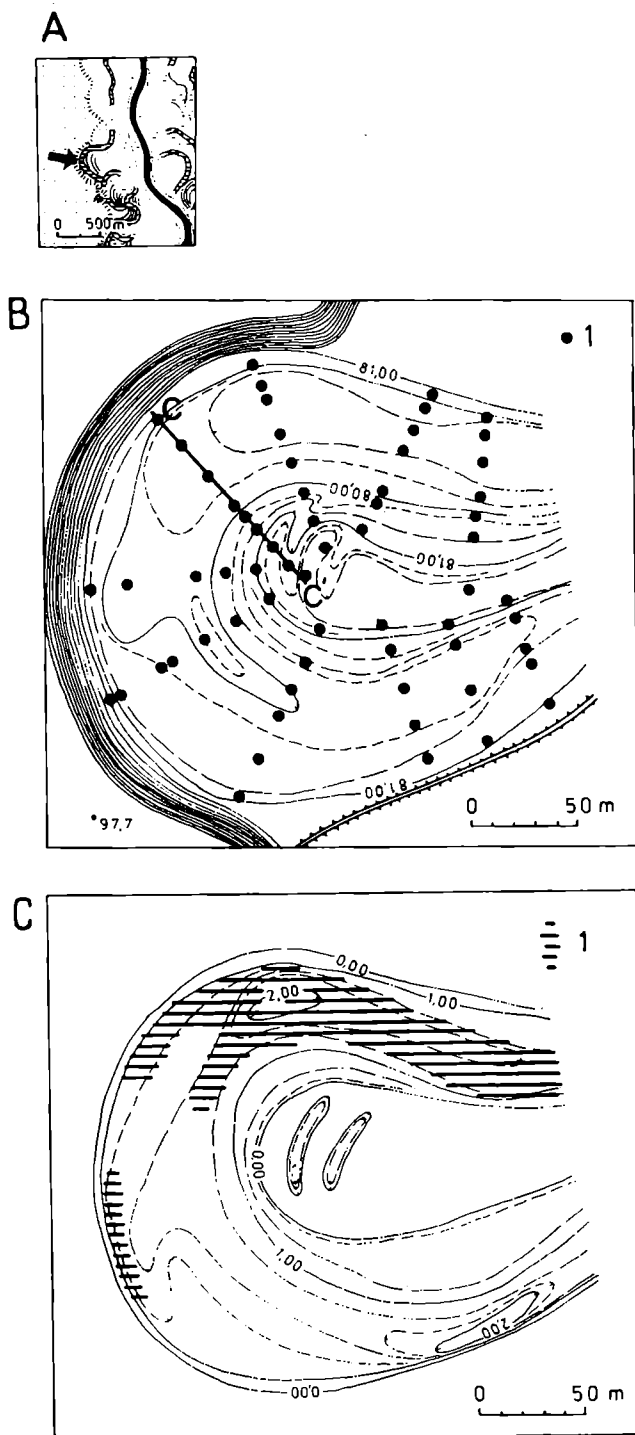


Fig. 4. Paleomeander Dobruszów Mały. A – szkic ukazujący położenie paleomeandru; B – szkic hipsometryczny paleomeandru z naniesionymi punktami badawczymi: 1 – wiercenia, c-c' – położenie przekroju geologicznego; C – strefa występowania i miąższości facji starorzeczki: 1 – obszar występowania osadów organogenicznych; D – główny przekrój geologiczny: 1 – żwir z głazikami, 2 – piasek gruboziarnisty, 3 – piasek gruboziarnisty z domieszką piasku średnioziarnistego, 4 – piasek średnioziarnisty, 5 – piasek średnioziarnisty z domieszką piasku drobnoziarnistego, 6 – piasek drobnoziarnisty z domieszką mułku, 7 – torf brunatny z prze warstwieniami mułku, 8 – torf brunatny, czysty, 9 – wiercenia

Fig. 4. Paleomeander of Dobruszów Mały. A – situation sketch; B – topographic sketch showing investigated points: 1 – borings, c-c' – geological cross-section shown in Fig. D; C – distribution and thickness of oxbow facies deposits: 1 – organogenic deposits; D – main geological cross-section: 1 – gravels with boulders, 2 – coarse-grained sand, 3 – coarse-grained sand containing an admixture of medium-grained sand, 4 – medium-grained sand, 5 – medium-grained sand with the admixture of fine-grained sand, 6 – fine-grained sand and silt, 7 – brown peat, containing intercalations of silt, 8 – brown peat, 9 – borings

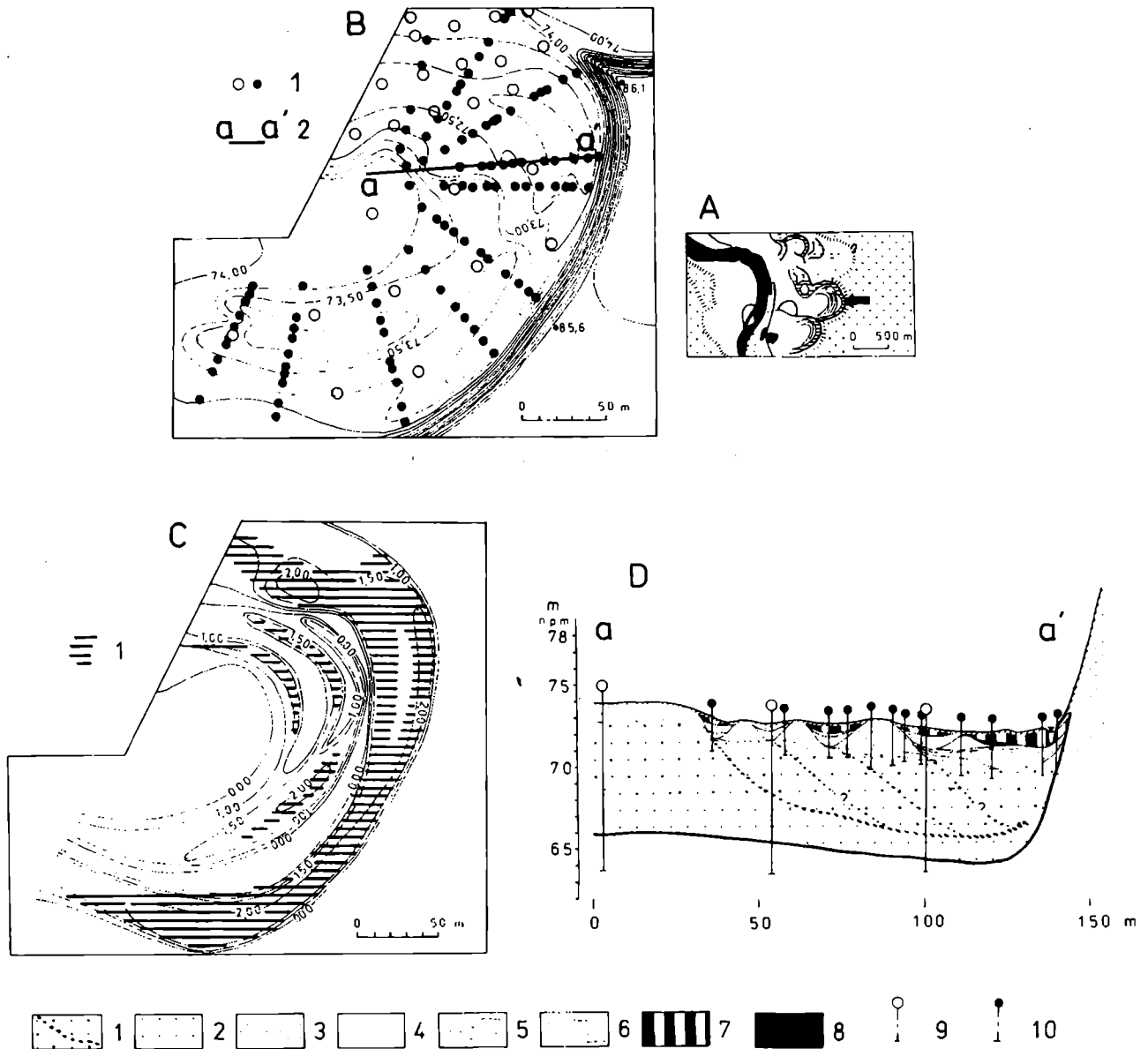


Fig. 5. Paleomeander Nowogród Bobrzański. A - szkic ukazujący położenie paleomeandru; B - szkic hipsometryczny paleomeandru z naniesionymi punktami badawczymi: 1 - wiercenia archiwalne i wykonane przez autora, 2 - lokalizacja przekroju geologicznego; C - przestrzenny rozkład miąższości osadów wypełniających paleomeander: 1 - strefa występowania osadów organogenicznych; D - główny przekrój geologiczny: 1 - żwir i piasek gruboziarnisty z powierzchniami bruku erozyjnego, 2 - piasek gruboziarnisty, 3 - piasek średnioziarnisty, 4 - piasek drobnoziarnisty, 5 - piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami mułku, 6 - mułek z przewarstwieniami piasku, 7 - torf rozłożony, czarny z przewarstwieniami mułku, 8 - torf brunatny, czysty, 9 - wiercenia archiwalne, 10 - wiercenia wykonane przez autora

Fig. 5. Paleomeander of Nowogród Bobrzański. A - localisation sketch; B - topographic sketch showing investigated points: 1 - borings, 2 - geological cross-section; C - spatial distribution of thickness of deposits filling the paleomeander: 1 - organogenic deposits; D - geological cross-section: 1 - gravels and coarse-grained sands containing erosional pavement-surface, 2 - coarse-grained sand, 3 - medium-grained sand, 4 - fine-grained sand, 5 - fine-grained sand containing silt intercalations, 6 - silt with sand intercalations, 7 - black, decayed peat containing silt intercalations, 8 - brown peat, 9 - archival boreholes, 10 - borings made by the author

części paleomeandru w kierunku północnym. W części paleomeandru sąsiadującej z wysoką krawędzią terasy leszczyńskiej osady fluwialne i organogeniczne wypełniające paleomeander są nadbudowane kilkudziesięciocentymetrową warstwą

piasku, będącego produktem procesów stokowych, które miały zapewne miejsce w niezbyt odległej przeszłości.

Wschodnia część paleomeandru położonego na północ od Nowogrodu Bobrzańskiego ograniczona jest wysoką, 10–12 metrową krawędzią 85 metrowej terasy w pradolinie barucko-głogowskiej. Osady fluwialne na obszarze tego paleomeandru rozpoznano do głębokości 8–12 metrów. Przestrzenny rozkład miąż-

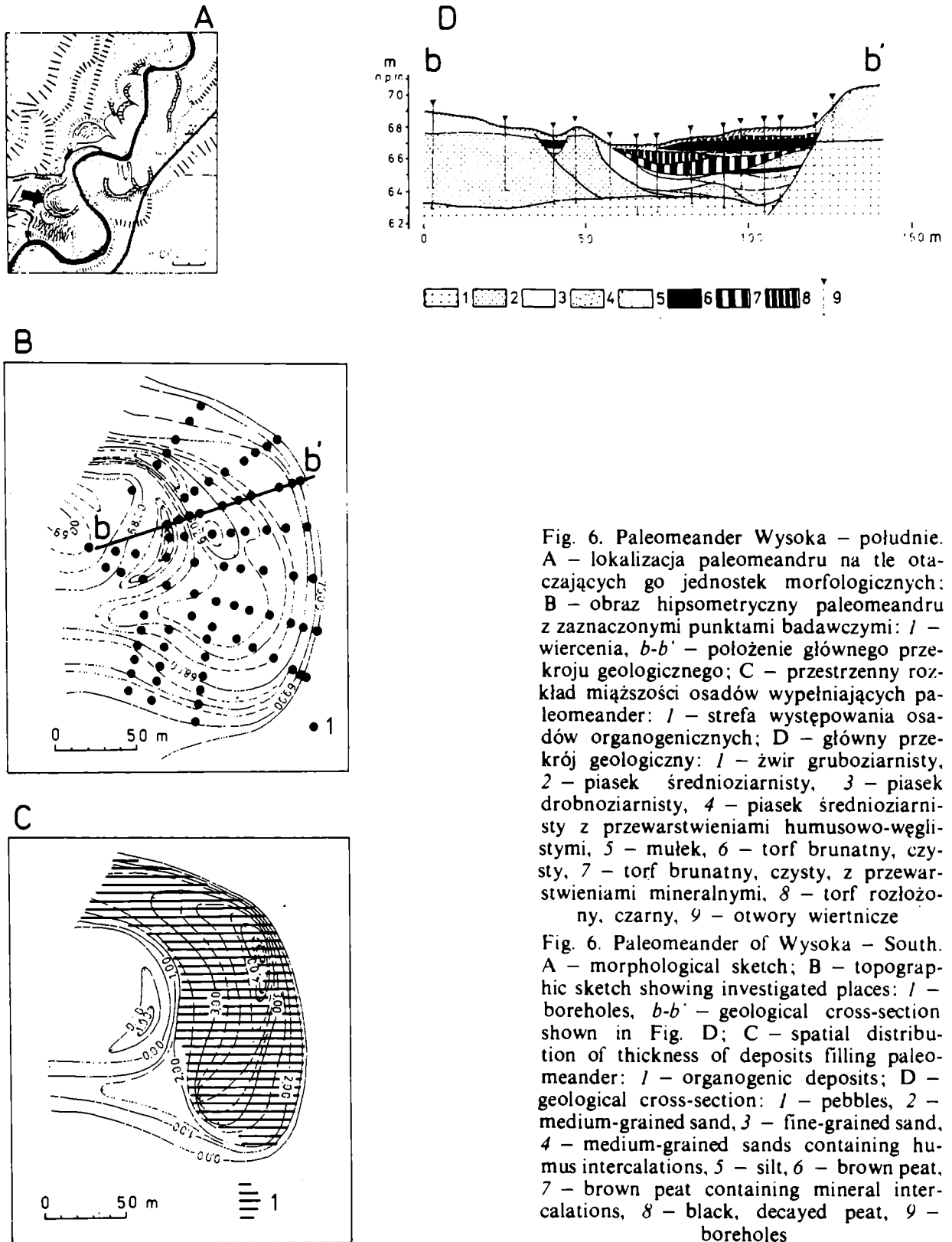


Fig. 6. Paleomeander Wysoka – południe. A – lokalizacja paleomeandru na tle otaczających go jednostek morfologicznych; B – obraz hipsometryczny paleomeandru z zaznaczonymi punktami badawczymi: 1 – wiercenia, b-b' – położenie głównego przekroju geologicznego; C – przestrzenny rozkład miąższości osadów wypełniających paleomeander: 1 – strefa występowania osadów organogenicznych; D – główny przekrój geologiczny: 1 – żwir gruboziarnisty, 2 – piasek średnioziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami humusowo-węglistymi, 4 – piasek średnioziarnisty z przewarstwieniami humusowo-węglistymi, 5 – mułek, 6 – torf brunatny, czysty, 7 – torf brunatny, czysty, z przewarstwieniami mineralnymi, 8 – torf rozłożony, czarny, 9 – otwory wiertnicze

Fig. 6. Paleomeander of Wysoka – South. A – morphological sketch; B – topographic sketch showing investigated places: 1 – boreholes, b-b' – geological cross-section shown in Fig. D; C – spatial distribution of thickness of deposits filling paleomeander: 1 – organogenic deposits; D – geological cross-section: 1 – pebbles, 2 – medium-grained sand, 3 – fine-grained sand, 4 – medium-grained sands containing humus intercalations, 5 – silt, 6 – brown peat, 7 – brown peat containing mineral intercalations, 8 – black, decayed peat, 9 – boreholes

szości osadów wypełniających paleomeander przedstawia fig. 5C. Torfy osiągają tu miąższość do 1,0 m i występują w postaci warstwy o większej miąższości w północnej części paleomeandru. Tworzą z reguły powierzchniową warstwę osadów. Ilustruje to przekrój geologiczny wykonany przez północną część paleomeandru (fig. 5D). Przekrój obejmuje również obszar meandrowych łach wałowych i obniżień pomiędzy nimi.

Następne dwa paleomeandry są formami mniejszymi i przy mniejszej szerokości koryta – głębszymi. Na wypełnienie paleomeandru położonego 0,5 km na południe od wsi Wysoka składają się w znacznym stopniu osady mineralne, lecz bardziej drobnoziarniste, aniżeli w dwóch poprzednio opisywanych paleomeandrach. Znaczniejszą rolę odgrywają tu osady organogeniczne – torfy tworzą tu trzy różnej miąższości warstwy (fig. 6D). Zwraca uwagę również fakt, iż torfy występują na niemal całym obszarze paleomeandru (fig. 6C).

Czwarty z wybranych przez autora paleomeandrów położony jest niespełna 2,0 km na północo-zachód od Wysokiej. Cechy morfologiczne tego paleomeandru, warunki geologiczne i geomorfologiczne zostały już przez autora przedstawione (por. Florek, 1981).

Paleomeander ten nie ma formy typowej dla meandrów swobodnych, bowiem rozwijał się na odcinku przelomowym Bobru przez formy marginalne ostatniego glacjału, uzupełnione od wschodu zachodnim fragmentem Wału Zielonogórskiego. Jest to forma dość duża, ale cechująca się niewielką szerokością koryta, podobnie jak paleomeander Wysoka – południe.

Paleomeander ogranicza od wschodu około czterometrowej wysokości krawędź wąskiego fragmentu wyższego poziomu terasowego, który zbudowany jest z piasków i żwirów, podścielonych gliną (fig. 7D). W partii krawędziowej granica pomiędzy tymi dwoma osadami nie jest wyraźna, widoczne są ślady działania rozmaitych procesów stokowych w postaci obrywów, obsunięć, śladów pełznięcia itp. (fig. 7D). Od zachodu paleokoryto zamyka wypukła, sierpowata forma meandrowej łachy wałowej podcięta metrowej wysokości krawędzią opadającą ku kolejnemu paleomeandrowi o nieco większej szerokości i promieniu krzywizny.

Wypełnienie paleomeandru leżącego bardziej na zachód ma znacznie mniejszą miąższość, nieznacznie przekraczającą 2,0 m, podczas gdy wypełnienie paleomeandru leżącego bardziej na wschód osiąga miąższość niemal 4,0 m.

Sekwencja osadów wypełniających paleomeander Wysoka – północ jest podobna do tej, jaką zaobserwowano w meandrach młodszej generacji z doliny Warty pod Poznaniem (Kozarski, 1974; Kozarski, Rotnicki, 1977, 1978) oraz doliny środkowej Prozny koło Mirkowa (Rotnicki, 1974; Kozarski, Rotnicki, 1977, 1978).

Analiza palinologiczna profilu z Wysokiej – północ wykonana przez Krupińskiego (1981) pozwoliła na dokonanie nie tylko rekonstrukcji rozwoju pokrywy roślinnej obszaru otaczającego stanowisko, ale i na wyciągnięcie wniosków dotyczących zmian klimatycznych, hydrologicznych i hydrogeologicznych na tym obszarze. Wnioski te, wzbogacone materiałem geomorfologicznym i geologicznym, stworzyły możliwość odtworzenia rozwoju różnych elementów środowiska dna doliny Bobru na tym odcinku (Florek, 1979, 1981).

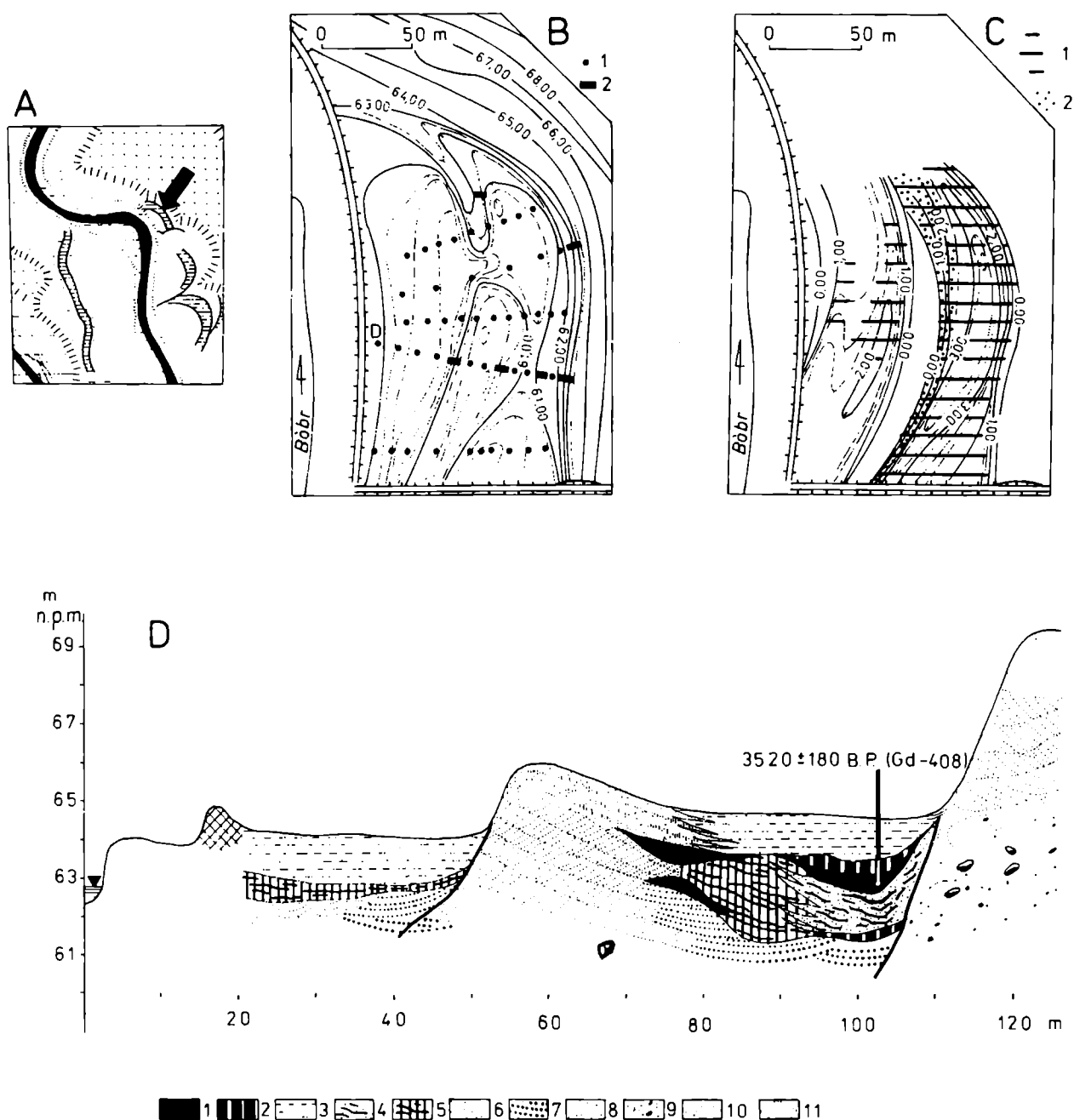


Fig. 7. Paleomeander Wysoka – północ. A – lokalizacja paleomeandru na tle otaczających go jednostek morfologicznych; B – szkic hipsometryczny paleomeandru z zaznaczonymi punktami badawczymi: 1 – wiercenia, 2 – wkopy; C – przestrzenny rozkład miąższości facji starorzeczy: 1 – strefa występowania osadów organogenicznych, 2 – obszar, na którym osady facji starorzeczy przykryte są osadami młodszego wału przykorytowego; D – główny przekrój geologiczny: 1 – torf, 2 – mułek ilasty, 3 – mułek piaszczysty, 4 – piasek z przewarstwieniami torfu o różnym stopniu rozkładu i makroszczątkami roślin, 5 – mułek z przewarstwieniami torfu o różnym stopniu rozkładu, 6 – warstwowany piasek strefy łachy wałowej, 7 – warstwowany piasek i żwir facji korytowej, 8 – warstwowany piasek wyższego poziomu terasowego, 9 – glina piaszczysta, 10 – piaszczyste utwory stokowe, 11 – naprzemianległe piaski i mułki wału brzegowego.

Fig. 7. Paleomeander of Wysoka – North. A – morphological sketch; B – topographic sketch showing investigated places: 1 – borings, 2 – artificial outcrops; C – spatial distribution of thickness of oxbow-facies deposits: 1 – organogenic deposits, 2 – oxbow-facies deposits overlain by deposits of the younger levee; D – geological cross-section: 1 – peat, 2 – clayey silt, 3 – sandy silt, 4 – sand with peat intercalations, containing macroscopic plant remains, 5 – silt containing peat intercalations of various degree of decay, 6 – stratified sands of the levee zone, 7 – stratified sand and gravel of the river bed facies, 8 – stratified sand of the higher terrace level, 9 – sandy loam, 10 – sandy slope deposits, 11 – alternating sands and silts of the levee

Zgodnie z rezultatami analizy palinologicznej proces wypełniania paleokoryta rozpoczął się w okresie subborealnym, prawdopodobnie na początku drugiej jego połowy (Krupiński, 1981). Paleokoryto było wtedy odcięte, bowiem osadzały się w nim piaski drobnoziarniste z domieszką pylastą. Zmiana osadu na piaski poprzewarstwiane wkładkami torfu i wreszcie torf wskazują na obniżenie się poziomu wód gruntowych, co pociągnęło za sobą zanik swobodnego zwierciadła wody w opisywanym paleokorycie. Trudno dziś ustalić, w jakim stopniu przyczyną tego było przerzucenie się koryta rzeki oraz dalsze rozcinanie przez nią osadów budujących dno doliny, co mogłoby stanowić przyczynę zdrenowania odciętego fragmentu koryta, a w jakim inne procesy. Zmiana spektrum pyłkowego w osadach tego okresu wskazuje jednak na przynajmniej częściowy udział zmian klimatycznych w osuszeniu dna doliny. Po tym okresie paleokoryto zaczęło się znów wypełniać osadami piaszczysto-mułkowymi z cienkimi wkładkami organogenicznymi. Osady te są prawdopodobnie w dużej mierze świadectwem transportowej działalności wód bardzo dużych wezbrań, bowiem ani analiza profilu geologicznego ze stanowiska Wysoka – północ (fig. 7D), ani też jego sytuacja geomorfologiczna nie wskazują na bliskie sąsiedztwo czynnego koryta Bobru w okresie tworzenia się opisywanej serii osadów. Po tak znacznym wypełnieniu paleokoryta ponownie powstały na jego obszarze warunki dogodne dla rozwoju akumulacji torfowej. Osady torfowe tej serii pobrane z głębokości 1,60–1,70 m wydatowano na 3520 ± 180 lat B.P. (Gd-408).

Początek okresu subatlantyckiego zaznaczył się na badanym obszarze kolejnym przerwaniem akumulacji torfowej i zapisał się wkładką piasku, która została złożona w okresie, gdy w pobliżu nie funkcjonowało czynne koryto rzeki. W spektrum pyłkowym osadów piaszczystych z tego okresu po raz pierwszy pojawiają się pyłki zbóż.

Na warstwie piasku spoczywa ostatnia, trzecia warstwa torfu, która tworzyła się w okresie wyraźnego rozwoju zbiorowisk olszynowych. Akumulacja torfów została zastąpiona akumulacją mułków piaszczystych, podścielonych zamulonymi piaskami z domieszką ilastą. Analiza przekroju geologicznego (fig. 7D) wskazuje wyraźnie, że zmiana charakteru osadu była spowodowana wkraczaniem akumulacji na badane paleokoryto i na związaną z nim meandrową łacę wałową, zbudowaną z serii warstwowanych piaszczystych i mułków wału przykorytowego towarzyszącego nowemu korytu Bobru, który w tym czasie podcinał osady budujące zespół form meandru subborealnego. Analiza materiału palinologicznego wykazała, że przypadało to na okres subatlantycki *a* i początek okresu subatlantyckiego *b*. Spektrogramy pyłkowe wskazują, że w tym czasie wzrósł wpływ człowieka, przejawiający się gospodarką rolniczą. Nie ma jednak podstaw do stwierdzenia, aby wzrost tempa fosylizacji subborealnego paleokoryta był związany z działalnością człowieka w dorzeczu Bobru (Florek, 1979).

Dla pozostałych trzech paleomeandrów nie wykonano tak szczegółowych analiz, stąd też nie sposób rozstrzygnąć, czy różnice w rozmiarach (cechach geometrycznych) oraz cechach litologicznych i stratygraficznych pomiędzy badanymi paleomeandrami stanowią rezultat zróżnicowania ich wieku (a co za tym idzie

warunków środowiskowych, w tym klimatycznych i hydrologicznych), czy też położenia w dolinie. Należy dodać, iż dwa pierwsze z rozpatrywanych paleomeandrów (Dobruszów Mały, Nowogród Bobrzański) rozwijały się w warunkach sprzyjających rozwojowi meandrów swobodnych.

Paleomeander Dobruszów Mały leży w miejscu, gdzie piaszczyste zasypanie doliny wieku fazy leszczyńskiej (około 20 000 lat B.P.) osiągnęło nie tylko znaczną miąższość (do około 30 m), ale i rozprzestrzenienie (około 4 km). Paleomeander Nowogród Bobrzański rozwinął się na odcinku, gdzie dolina Bobru krzyżuje się z pradoliną barucko-głogowską. I tu miąższość zasypania jest podobna. W obu tych miejscach istniały dogodne warunki rozwoju meandrów swobodnych, bowiem rzeka erodowała w osadach o względnie jednolitym uziarnieniu, mało odpornych na erozję fluwialną. Sprzyjało to rozwojowi koryta o znacznej szerokości, stosunkowo płytkiego.

Odmienne kształtowały się warunki rozwoju paleomeandrów w okolicach Wysokiej, w rejonie przełomu Bobru przez formy marginalne ostatniego zlodowacenia. Od wschodu ogranicza je Wał Zielonogórski. Powszechność występowania glin i ilów, a także utworów glaci-fluwialnych, wzbogaconych w materiał grubożwirowy i kamienisty, utrudniała erozję i swobodny rozwój meandrów. Stąd paleokoryta są węższe, ale i znacznie głębsze.

Brak oznaczeń wiekowych osadów z paleomeandrów Dobruszów Mały i Nowogród Bobrzański nie daje możliwości pełnej paralelizacji chronostratygraficznej wszystkich badanych form i określenia wpływu czynników klimatycznych, hydrologicznych, hydrogeologicznych, florystycznych, antropogenicznych i innych na wykształcenie osadów wypełniających paleomeandry zachowane na terasie środkowo-młodoholocenijskiej dolnego Bobru.

PODSUMOWANIE

1. Badania autora potwierdziły rozpowszechniający się od kilku lat w literaturze pogląd, iż fosylizacja pni drzew w osadach fluwialnych w warunkach niżowych, w strefie klimatu umiarkowanego wilgotnego, odbywa się głównie na drodze bocznego przesuwania koryta rzeczno-ego. Fosylizacja pni drzewnych następuje poprzez przysypywanie spoczywającego w korycie drzewa najpierw rumowiskiem korytowym, a następnie osadami meandrowych lach wałowych. Pnie spoczywające w osadach korytowych systemu teras środkowo- i młodoholocenijskich dolnego Bobru pochodzą z przełomu okresu atlantyckiego i subborealnego. Datowania wykonane w Laboratorium C^{14} Instytutu Fizyki Politechniki Gliwickiej wykazały następujący wiek próbek: 5320 ± 210 B.P., 5180 ± 180 B.P., 4610 ± 200 B.P., 4590 ± 190 B.P.

2. Na powierzchni terasy środkowo-młodoholocenijskiej zachowały się liczne ślady działalności rzeki meandrującej, głównie w postaci paleomeandrów. Stwierdzono, iż wypełnienia paleokryt są zróżnicowane pod względem miąższości i charakteru. Duże formy są płytsze i wypełniają je przede wszystkim osady mineralne. Mniejsze paleomeandry są głębsze i wypełniają je głównie osady mulkowe przy znacznym udziale torfów (do trzech warstw). Wiek środkowej warstwy torfu został określony na 3520 ± 180 lat B.P. Badania palinologiczne wykazały, że wypełnianie jednego z paleomeandrów rozpoczęło się w początkach okresu subborealnego *b*, innego w okresie subatlantyckim *a*. Badania palinologiczne oraz litologiczno-stratygraficzne i geomorfologiczne wykazały, że wypełnianie paleomeandrów doko-

nywało się w zmiennych warunkach hydrologicznych i hydrogeologicznych, co mogło być spowodowane zarówno zmianami klimatu, jak i zmieniającym się w stosunku do paleomeandru położeniem aktualnie funkcjonującego koryta rzecznego.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

- Becker B. (1970). Die Jahrringanalytische Datierung und die C¹⁴ – Methode. *Mitt. der Bundesforschungsanstalt für Forst- u. Holzwirtschaft. Reinbek bei Hamburg. No. 77. Holzbiologie.* Juli 1970: 20–28, Hamburg.
- Becker B. (1971), Zwischenbericht über die dendrochronologische Bearbeitung subfossiler Eichen aus Flussterrassenschottern des Südlichen Mitteleuropas. *Jahrbuch der Akad. der Wissensch. u. der. Literatur.* 140–145.
- Becker B. (1972), Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahr-ringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. *Ber. Deutsch. Bot. Gesell.* 85, 1–4: 29–45.
- Becker B. (1975), Dendrochronological observations on the postglacial river aggradation in the southern part of Central Europe. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW* 19: 127–136, Warszawa.
- Becker B., Schirmer W. (1977), Palaeologic study of the Holocene valley development of the River Main, Southern Germany. *Boreas* 6, 4: 303–321.
- Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S. (1962), The Holocene of Lower Silesia in the light of the first radiocarbon dating. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 10, 1: 47–52 Warszawa.
- Falkowski E. (1971), Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. History and prognosis for the development of bed configuration of selected sections of Polish Lowland rivers. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW* 12: 5–121, Warszawa.
- Falkowski E. (1972), Regularities in development of Lowland rivers and changes in river bottom in the Holocene. *Exc. Guide-Bok. Symp. of the INQUA Comm. on Studies of the "Holocene Changes in the palaeogeography of valley floors of the Vistula drainage basin during Holocene". 2-nd Part – The Polish Lowland.* 3–35. Warszawa.
- Florek W. (1978a), Pozycja czarnych dębów w osadach teras rzecznych i sposób ich fosylizacji w świetle badań z doliny dolnego Bobru. The position of black oaks in deposits of river terraces and the manner of their fossilization in the light investigations from the lower Bóbr valley. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.* 31, s. A: 79–92, Warszawa – Poznań.
- Florek W. (1978b), Próba analizy zmian cech geometrycznych meandrów współczesnych i kopalnych na przykładzie dolnego Bobru. An attempt to analyse changes in geometrical characteristics of present-day and fossil meanders: a case study of the lower Bóbr (Western Poland). *Przegl. Geogr.* 50, 4: 643–660, Warszawa.
- Florek W. (1979), Rozwój dna doliny dolnego Bobru w holocenie. Praca dokt., maszynopis. Arch. Bibl. Wydz. Geogr. i Studiów Reg. UW, p. 139, Warszawa.
- Florek W. (1981), Późnholoceńskie osady wypełniające paleomeander Bobru na północ od Wysokiej. The Late-Holocene sediments filling the Bóbr river paleomeander north of Wysoka. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.* 33, s. A: 19–28, Warszawa – Poznań.
- Henningsen D., Mäckel R. (1969). Fossile Holzreste und Baumstämme in Flussablagerungen. *Mitt. Franzius-Inst. für Grund- u. Wasserbau. Techn. Univ.* 32: 294–303, Hannover.
- Kowalski W.C. (1975), The evolution of Man's environment in the Holocene in Poland. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW.* 19: 7–20. Warszawa.
- Kozarski S. (1974), Późnoglacialne i holocieńskie zmiany w układzie koryt rzecznych niżowej części dorzecza Odry. *Kraj. Symp. n.t. „Rozwój den dolinnych ... etc.” Streszcz. ref. i kom.* 16–19, Wrocław – Poznań.
- Kozarski S., Rotnicki K. (1977), Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. *Quaest. Geogr.* 4: 51–93, Poznań.
- Kozarski S., Rotnicki K. (1978), Problemy późnowürmskiego i holocieńskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim. Problems concerning the development of valley floors during Late-Würm and Holocene in the Polish Lowland. *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.* 19: 57, Warszawa – Poznań.

- Krupiński K.M. (1981), Wyniki badań palinologicznych młodoholocenijskich osadów w Wysokiej w dolinie dolnego Bobru (Ziemia Lubuska). The results of palynological investigations on Early Holocene sediments from Wysoka in the lower Bóbr valley (The Lubusz Land). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.* 33, s.A: 55–63, Warszawa – Poznań.
- Lindner L. (1977), Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą C^{14} . The age of river flood-terraces from the Góry Świętokrzyskie in the light of C^{14} datings of the “black oaks horizons”. *Kwart. Geol.* 21: 325–334, Warszawa.
- Mościcki W. (1953), Pierwsze wyniki datowania wieku drewna kopalnego w Polsce metodą radiowęglą. First results of the age determination of fossil wood in Poland by the C^{14} method. *Acta Geol. Pol.* 3, 1: 33–39, Warszawa.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. (1975), The leading problems of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians, *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 19: 27–44, Warszawa.
- Rotnicki K. (1974), Stanowisko Mirków koło Wieruszowa nad Prosną. Stratygrafia osadów holocenijskich i główne tendencje procesów fluwialnych w dolinie Prozny podczas holocenu. *Kraj. Symp. n.t. „Rozwój den dolinnych ... etc.” Przew. wycieczki*: 49–55, Wrocław – Poznań.
- Starkel L. (1977), Paleogeografia holocenu. PWN, p. 358, Warszawa.
- Starkel L. (red.) (1978), International Geological Correlation Programme. Project No. 158. Palaeohydrological changes in the temperate zone in the last 15 000 years. Sub-project A. Fluvial environments. *Provisional project guide. Ed. J.B. Thornes and K.J. Gregory. Dep. of Geogr. London School of Economics*: 66, London.
- Szczepankiewicz S. (1959), Dolina Odry między Wrocławem i Brzegiem Dolnym. The Odra Valley between Wrocław and Brzeg Dolny. *Czas. Geogr.* 30,3: 263–286, Wrocław.
- Szczepankiewicz S., Cegła J. (1974), Rozwój doliny Odry powyżej Głogowa w późnym glacie i holocenie. *Kraj. Symp. n.t. „Rozwój den dolinnych ... etc.” Streszcz. ref. i kom.*: 26–27, Wrocław – Poznań.
- Śrondóń A. (1972), Roślinność Polski w czwartorzędzie. W: *Szata roślinna Polski, pod red. W. Szafra i K. Zarzyckiego. T. I.* PWN: 527–569, Warszawa.
- Wróński J. (1974), Wiek bezwzględny aluwiów niektórych rzek Dolnego Śląska. The absolute age of sediments of chosen rivers of Lower Silesia. *Prz. Geol.* 12: 602–606, Warszawa.

SUMMARY

Investigations carried out during past few years concerned the development of the Bóbr valley floor in the section between Żagań and Krosno Odrzańskie. The aim of these investigations was to reconstruct the development of two lowest terrace levels, assigned to the Middle and Young Holocene, as well as to the recent. The origin of these terraces was reconstructed on the basis of interdisciplinary studies (Florek, 1979), including sedimentological ones.

One of the problems studied concerned fossilization of tree trunks in fluvial deposits. These trunks were usually called “black oaks” although real oaks constitute only part of them. Fossilization processes were hitherto connected with catastrophic floods affecting river valleys. The author supposes that the main process leading to the deposition of trunks within river beds is lateral migration of meandering channels. A trunk deposited in a river bed is at first covered by bed-facies alluvia and then by overbank deposits which compose meander bars of various generations.

A number of periods of increased intensity of fossilization processes can be distinguished. These periods correlate with episodes of intense lateral channel migration.

On the Middle-Young Holocene terrace surface there preserved numerous traces of paleomeanders. It has been found that paleochannel infillings differ in thickness and character. Large forms are shallow and filled by mineral deposits while small paleomeanders are deeper and filled mainly by silty deposits, containing a large amount of peat (up to three intercalations).

The infilling of paleomeanders was developing under different hydrological and hydrogeological conditions, resulted from climatic changes as well as from changeable course of the main river bed.