

**Osady biogeniczne
w środowisku depozycyjnym starorzeczy**

Krzysztof J. Wójcicki

**Osady biogeniczne
w środowisku
depozycyjnym starorzeczy**

(warunki akumulacji
i wymowa paleośrodowiskowa
na przykładach
z dorzecza górnej Odry)



Uniwersytet Śląski



OFICyna WYDAWNICZA

Katowice 2013

Redaktor serii: Nauki o Ziemi
Andrzej T. Jankowski

Recenzenci:
Ryszard K. Borówka
Marek Kloss

Publikacja sfinansowana ze środków Uniwersytetu Śląskiego

Wydanie I

Publikacja będzie dostępna – po wyczerpaniu nakładu – w wersji internetowej:
Śląska Biblioteka Cyfrowa
www.sbc.org.pl

Spis treści

1. Wprowadzenie	9
1.1. Pozycja starorzeczy wśród środowisk akumulacji biogenicznej w dolinach rzecznych	9
1.2. Starorzecza jako zbiorniki akumulacji biogenicznej	11
1.3. Cele pracy	12
2. Teren badań	13
2.1. Osady biogeniczne w dolinie dolnej Kłodnicy	14
2.2. Osady biogeniczne w dolinie dolnej Osobłogi	16
3. Metody badań	19
3.1. Prace terenowe	19
3.2. Analizy laboratoryjne i opracowania kameralne	19
3.3. Zestawienie wyników analiz osadów z komponentem biogenicznym ..	22
3.3.1. Systematyka osadów biogenicznych – przegląd dotychczasowych ujęć	22
3.3.2. Założenia wielostopniowej klasyfikacji osadów zawierających komponenty biogeniczne	24
4. Wyniki badań	29
4.1. Litologia i stratygrafia osadów biogenicznych w dolinie Kłodnicy	29
4.1.1. Stanowisko Ujazd/Zandrzyń	29
4.1.2. Stanowisko Sławięcice 1	45
4.1.3. Stanowisko Sławięcice 2	61
4.1.4. Stanowisko Las Turbina	77
4.2. Litologia i stratygrafia osadów biogenicznych w dolinie Osobłogi	90
4.2.1. Stanowisko Głogówek	90
4.2.2. Stanowisko Żywocice	105
4.2.3. Stanowisko Stebłów 2	121
4.2.4. Stanowisko Krapkowice 2	135
5. Skład komponentów biogenicznych w wypełnieniach starorzeczy Kłodnicy i Osobłogi	151
5.1. Udział poszczególnych grup morfologicznych wśród składników biogenicznych	151

5.2. Bioindykacyjna wymowa składników biogenicznych w osadach dolinnych	152
5.2.1. Identyfikacja składników auto- i allogenicznych a geneza osadów biogenicznych	152
5.2.2. Identyfikacja komponentów środowiska wodnego i torfowiskowego a zapis zmian roślinności i warunków paleohydrologicznych	155
5.2.3. Stan zachowania materii organicznej a identyfikacja długotrwałych okresów aerobowych i epizodów pożarowych	157
6. Litologia, stratygrafia i warunki akumulacji osadów zawierających składniki biogeniczne	159
6.1. Osady z komponentem biogenicznym w starorzeczach Kłodnicy i Osobłogi	159
6.1.1. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki mchów właściwych	159
6.1.2. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki mchów torfowców	161
6.1.3. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki trzciny pospolitej	161
6.1.4. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki skrzypu	164
6.1.5. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki turzyc	164
6.1.6. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki trzęślicy modrej	166
6.1.7. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki paproci	167
6.1.8. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki wierzby	167
6.1.9. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki łąki czarnej	168
6.1.10. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki brzozy	170
6.1.11. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki sosny pospolitej	171
6.1.12. Osady z komponentem biogenicznym zdominowanym przez szczątki świerka pospolitego	171
6.2. Następstwo osadów z komponentem biogenicznym na tle sukcesji roślinności	172
7. Przebieg procesów akumulacji biogenicznej w starorzeczach Kłodnicy i Osobłogi	177
7.1. Inicjacja procesów akumulacji biogenicznej i ekspansja torfowisk	177

7.2. Fazy akumulacji i decesji w rozwoju torfowisk starorzecznych na tle uwarunkowań endo- i egzogenicznych	179
7.2.1. Wskaźniki akumulacji i stopień rozkładu osadów organicznych ze starorzeczy Kłodnicy i Osobłogi	180
7.2.2. Zapis zmian paleohydrologicznych w środkowym i młodszym holocenie	183
8. Starorzecza jako zbiorniki depozycji mineralno-organiczej	187
8.1. Epizody przerwania i reinicjacji akumulacji biogenicznej	187
8.2. Zapis faz wzmożonej denudacji mechanicznej na podstawie wahań zawartości węgla organicznego	188
9. Wnioski	207
Literatura	211
Fotografie	219
Summary	236

1. Wprowadzenie

1.1. Pozycja starorzeczy wśród środowisk akumulacji biogenicznej w dolinach rzecznych

Przedmiotem monografii są osady biogeniczne związane ze środowiskiem depozycyjnym starorzeczy. Pod pojęciem utworów biogenicznych rozumiane są osady organiczne złożone ze szczątków organizmów, jak również utwory powstałe w procesach biochemicznych przy współdziałaniu organizmów żywych. Komponent biogeniczny w dolinach rzecznych może być deponowany na drodze sedimentacji (składniki autogeniczne gromadzone w miejscu swojego powstania) lub sedymentacji (składniki allogeniczne). Sedymentacji mogą podlegać zarówno składniki autochtoniczne powstałe w obrębie zbiornika (np. szczątki organizmów planktonicznych), jak i składniki allochtoniczne pochodzące spoza basenu sedymentacyjnego. Pojawienie się osadów biogenicznych w dolinach rzecznych na obszarze Polski jest zazwyczaj związane z procesami lądowacenia postglacjalnych depresji włączonych do systemu odpływu powierzchniowego, działalnością procesów fluwialnych, zabagnieniem zagłębień deflacyjnych w obrębie teras nadzalewowych, a w ostatnich stuleciach zatorfieniem obniżen o genezie antropogenicznej (por. ŻUREK, 1982). Wśród środowisk akumulacji biogenicznej o fluwialnym (*sensu stricte*) pochodzeniu można wyróżnić:

Nisze źródłowe – środowisko rozwoju torfowisk źródłiskowych wyróżniających się zasilaniem wodami podziemnymi bogatymi w węgiel wapnia (ALMENDINGER I LEETE, 1998). Torfowiska źródłiskowe mogą występować w postaci torfowisk zawieszonych na zboczach dolin w strefie wysięków lub słabo wydajnych źródeł zasilanych wodami grawitacyjnymi lub rzadziej – jako kopuły torfowo-martwicowe zasilane wodami naporowymi. Serię źródłiskową budują zazwyczaj autogeniczne torfy oraz martwice wapienne, często występujące w sekwencjach rytmicznie warstwowanych (DOBROWOLSKI, 2011). Udział torfowisk źródłiskowych nie przekracza 1% ogólnej powierzchni wszystkich torfowisk kraju (JASNOWSKI, 1975), choć znane są one zarówno z obszarów wyżyn krasowych (m.in. PAZDUR I IN., 1988; ALEXANDROWICZ I IN., 1994; DOBROWOLSKI I IN., 1999), jak i wysoczyzn staro- i młodoglacjalnych (m.in. DEMBEK, 2000; MAZUREK I DOBROWOLSKI, 2006).

Koryta rzeczne – aluwia korytowe rzek roztokowych i meandrujących o większej energii przepływu mogą zawierać nagromadzenia pni drzew, *in situ* lub redeponowanych w kolejnych cyklach erozyjno-sedymentacyjnych (KALICKI I KRĄPIEC, 1995; MALIK, 2006). W przypadku mniejszych rzek, nadrzeczne drzewa mogą znaleźć się w obrębie koryta wskutek erozji bocznej, formując czasami wyspy śródkorytowe (MALIK, 2008). W korytach potoków górskich rumosz drzewny tworzy progi w układzie schodkowym (KACZKA, 2003). Koryta rzek o małej energii przepływu mogą być bezpośrednio kolonizowane przez roślinność torfotwórczą. Dla przykładu, płytsze koryta systemu anastomozującego Narwi są zarastane od brzegów przez roślinność szuwarową z jeżogłówką gałęzistą. Brzegi takich koryt są odporne na erozję, tym niemniej zdarza się, że oderwane bloki i mniejsze kawałki torfu są deponowane na dnie koryta (GRADZIŃSKI I IN., 2003).

Równina zalewowa – osady biogeniczne mogą być gromadzone zarówno w obrębie subsródownisk proksymalnej, jak i dystalnej części równiny zalewowej. W strefie przykorytovej dominuje akumulacja składników allochtonicznych. Wśród drobnego detrytusowego najczęściej spotkać można szczątki korzeni i gałęzi, liści i owoców oraz kory (KLIMEK, 1996; 2010; KUKULAK, 2003). Komponenty te mogą nosić ślady obróbki, a występują najczęściej w postaci warstw i soczewek w spągu drobnoziarnistych osadów pozakorytowych. Oprócz szczątków zachowanych występują w nich klasty zwęglone. Drobniejsze cząstki (pył węglowy) obecne są w postaci rozproszonej wśród osadów mineralnych. Oprócz składników detrytusowych w obrębie równi zalewowej gromadzona jest autochtoniczna materia organiczna w poziomach próchnicznych gleb mineralnych. Warstwy humusowe, często w formie kopalnej, można napotkać w aluwacjach zarówno w strefie dystalnej, jak proksymalnej równiny zalewowej (KLIMEK, 2002). Akumulacja osadów autogenicznych zyskuje przewagę w strefie dystalnej równin zalewowych (w położeniach podstokowych i w basenach powodziowych) oraz w obniżeniach starorzeczy (ŻUREK, 1968; 1982). Porzucone koryta rzeczne, zwłaszcza te odsunięte od strefy proksymalnej, mogą stanowić środowisko rozwoju torfowisk starorzecznych, nazywanych też torfowiskami meandrowymi (ten ostatni termin należy odnosić wyłącznie do aktywnych zakoli rzecznych i nie powinien być używany w kontekście starorzeczy). Torfowiska starorzeczne rozpowszechnione są w dolinach rzek krętych, a praktycznie nie występują w dolinach rzek roztokowych (por. ŻUREK, 1982). Zwykle należą do mokradeł soligenicznych (zasilanych przez ruchliwe wody podziemne napływające z warstw wodonośnych obszarów przyległych), ale w początkowych fazach rozwoju lub w przypadku form przepływowych mogą mieć charakter mokradeł fluwio-genicznych (zasilanych przez napływające wody powierzchniowe). Deponowana materia organiczna to głównie komponent miejscowy, choć zgodnie z modelem H. TAUBERA (1965) w modyfikacji A.G. BROWNA (1996), wzbogacony drogą wodną i powietrzną w składniki lokalne, a nawet regionalne (przytransportowane z odległości ponad 1000 m od zbiornika).

Pośród wymienionych wyżej środowisk depozycji osadów biogenicznych starorzeczna zajmują miejsce szczególne. Wynika to z faktu powszechnego i równomier-

nego rozmieszczenia starorzeczy w dolinach rzecznych na obszarze Polski. W strefie „staroglacjalnej” południowej i środkowej Polski są one jednym z najbardziej rozpowszechnionych środowisk akumulacji biogenicznej.

1.2. Starorzecza jako zbiorniki akumulacji biogenicznej

Litologia i warunki akumulacji osadów biogenicznych wypełniających starorzecza są relatywnie słabo poznane (TOBOLSKI, 2003), co jest nieco zaskakujące w kontekście ich częstego wykorzystania w badaniach paleośrodowiskowych. Wynika to z faktu, że zapis litologiczny zgromadzony w starorzeczach był wykorzystywany w opracowaniach z zakresu geomorfologii fluwialnej i paleogeografii oraz pogranicza paleobotaniki i archeologii środowiskowej, podczas gdy same starorzecza pozostawały poza głównym nurtem zainteresowania prac sedymentologicznych i torfoznawczych (Tab. 1).

Tabela 1. Wybrana problematyka badawcza z kręgu nauk geologicznych, paleobotanicznych i geoarcheologii wykorzystująca analizę starorzeczy i wypełniających je osadów

Table 1. Selected research topics in the field of geology, palaeobotany and archeology based on an analysis of abandoned river channels

Problematyka badawcza	Wybrane publikacje z obszaru Polski
Transformacja koryt rzecznych pod wpływem zmian klimatu i działalności człowieka	m.in. FALKOWSKI, 1970; KOZARSKI, 1983; GONERA, 1986; SZUMAŃSKI, 1986; FLOREK, 1991; KALICKI, 1991; ANDRZEJEWSKI, 1994; STARKEL, 2001
Rekonstrukcja paleoprzepływów	m.in. GONERA, 1986; ROTNICKI, 1991; KALICKI I IN., 1996
Fazy erozji i agradacji dolin	m.in. ROTNICKI, 1987; TURKOWSKA, 1988; FLOREK, 1991; ANDRZEJEWSKI, 1994
Zmiany roślinności w skali regionalnej na podstawie zapisu pyłkowego	m.in. SZCZEPANEK, 1982; MAMAKOWA, 1984; NALEPKA, 1991; KALICKI I ZERNICKAYA, 1995; NITA I WÓJCICKI, 2005;
Zmiany denudacji pod wpływem czynników klimatycznych i antropogenicznych	m.in. MAMAKOWA, 1984; KLIMEK, 1996; 2010; STARKEL, 2001; KUKULAK, 2003; KALICKI, 2006; WÓJCICKI I MARYNOWSKI, 2012

W świetle dotychczasowych badań, najstarsze przejawy inicjacji procesów akumulacji biogenicznej w starorzeczach datowane są na bölling (KOZARSKI, 1983; FLOREK, 1991). W późnym vistulianie i holocenie powstawały sukcesywnie kolejne generacje torfowisk starorzecznych, przy czym ponadprzeciętny przyrost ich liczby można wiązać z młodszym dryasem i fazą preborealną oraz młodszą częścią neoholocenu. Miało to związek z częstszymi przerzutami koryt rzecznych w okresach przemian środowiska oddziaływujących na reżim hydrologiczny rzek (m.in. SZUMAŃSKI, 1986; STARKEL, 2001). Do charakterystycznych właściwości torfowisk sta-

rorzecznych należą: (1) zatorfienie poprzez łądowacenie, zapisane w najgłębszych partiach starorzeczy obecnością osadów środowiska wodnego (m.in. CZERNIAK I IN., 1981; TOBOLSKI, 1981; PAWŁOWSKI I IN., 2012), (2) zmienność litologiczna przejawiająca się obecnością przewarstwień utworów piaszczysto-mułkowych i biogenicznych (m.in. FLOREK, 1998; KALICKI, 2006; WÓJCICKI, 2006), (3) liczne hiatusy w profilach osadów (m.in. CZERNIAK I IN., 1981; SZCZEPANEK, 1982; FLOREK, 1998; NITA I WÓJCICKI, 2005; PAWŁOWSKI I IN., 2012).

Osady biogeniczne w starorzeczach były przedmiotem stosunkowo nielicznych opracowań zmierzających do ustalenia ich składu botanicznego i rekonstrukcji rozwoju torfowisk. Wyniki tych badań wskazują na istotny udział szczątków roślinności wodnej, szuwarowej i drzew. W dolinie Narwi w torfowiskach starorzecznych w dystalnej strefie doliny zidentyfikowano osady środowiska wodnego przykryte torfem olesowym (olchowym lub łożowym) oraz/lub torfem turzycowiskowym (MAREK, 1965; ŻUREK, 1968; 1975; 1993). W sekwencjach osadów wypełniających starorzecza Warty badania wykazały obecność gytii, torfu turzycowego i osadów zdominowanych przez drewno, występujące czasem w otoczeniu szczątków roślin wodnych (CZERNIAK I IN., 1981; OKUNIEWSKA I TOBOLSKI, 1981; TOBOLSKI, 1981). W torfowisku starorzecznym Kopanicha w dolinie Rawki występują osady środowiska wodnego i torfowiskowego z torfem drzewnym (olesowym), trzcinowo-turzycowym, turzycowym, mszysto-turzycowym i torfowcowo-turzycowym (PAWŁOWSKI I IN., 2012).

1.3. Cele pracy

Monografia powstała z myślą o wypełnieniu luki dotyczącej problematyki starorzeczy jako zbiorników akumulacji biogenicznej. Badania zmierzały do:

1. Określenia udziału starorzeczy w kształtowaniu ekosystemów torfowiskowych w dorzeczu górnej Odry reprezentującym pas wysoczyzn i równin „starogłajnych” południowej Polski.
2. Identyfikacji osadów biogenicznych występujących w starorzeczach poprzez analizę składu zarówno składników organicznych (z uwzględnieniem ich morfologii oraz składu botanicznego), jak i domieszek mineralnych.
3. Ustalenia prawidłowości rozwoju torfowisk w starorzeczach, w tym: warunków zainicjowania/reinicjacji oraz przerywania akumulacji biogenicznej, sukcesji osadów oraz ekspansji torfowisk poza depresje starorzeczy.
4. Rekonstrukcji zmian środowiska zapisanych w profilach osadów biogenicznych, w tym ustalenia chronologii zmian produktywności oraz faz wzmożonej denudacji mechanicznej na tle czynników endo- i egzogenicznych.

Krzysztof J. Wójcicki

Biogenic sediments in abandoned river channels: their deposition environment and significance in paleoenvironmental studies based on the examples from the Upper Odra catchment, Southern Poland

S u m m a r y

The subject of this monograph is biogenic sediments related to the deposition environment of oxbow lakes. The aim of the study is to: (1) determine the role of oxbows in the formation of wetland ecosystems in the Upper Odra catchment, (2) characterise biogenic sediments in oxbows through the analysis of organic components and mineral admixtures, (3) determine patterns of peatlands development in oxbow lakes, including conditions of initiation/reinitiation and breaking of biogenic accumulation, succession of sediments and expansion of peatlands beyond the palaeochannel depressions, (4) reconstruct environmental changes recorded in the sequences of biogenic sediments, including establishing the chronology of changes productivity and phases of increased mechanical denudation against endogenic and exogenic factors.

Alluvial plains of the lower Kłodnica and lower Osobłoga Rivers in the Upper Odra catchment have been covered by the study (Figs 1–3). Field work consisted in identifying topography of the research sites' surroundings (Figs 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 and 27) and making geological cross-sections across the oxbows (Figs 7, 10, 13, 16, 19, 22, 25 and 28), together with the collection of sediment samples with a Russian probe enabling intake of monoliths with intact structure. The sediments have been described with the Troels-Smith method. The content of calcium carbonate as well as approximate content of organic matter have been specified with the Eltra CS-530 analyser and, to compare, with the Scheibler method and loss on ignition. Macrofossil analysis has been used in order to determine composition of organic matter. Geochronology has been based on $^{62}^{14}\text{C}$ datings, using samples from 14 drillings (Figs 8, 11, 14, 17, 20, 23, 26 and 29). In the case of cores SW1/n, UZ/n and ZW/n radiocarbon chronology has been supported by the results of the pollen analysis.

A three-step procedure of analysis and classification of organic deposits has been used in this publication (Fig. 4). The aims of specific steps have been to: I – determine

the content of organic matter in relation to abiotic components, II – identify forms of organic matter and the share of particular morphological groups in the total mass of biogenic components, III – identify and determine the participation of preserved organic remains due of their origin. As a result of geochemical analyses undertaken in the stage I it has been determining whether we are dealing with organic, mineral or transient sediments (Fig. 5). As a result of the microscopic-grid analysis conducted with in stage II the morphology of the sediments has been described. The following forms of organic matter have been distinguished: 1. amorphous organic matter (Photo 1); 2. Phytoclasts, including: 2.1. carbonised phytoclasts (Photo 2) and 2.2. preserved phytoclasts, which have been further subdivided into: 2.2.1. small moss leaves along with twigs and stalks (Photos 3–6), 2.2.2. large leaves of vascular plants (Photos 7–9), 2.2.3. small roots and rhizomes (Photos 10–12), 2.2.4. epidermis (Photos 13–18), 2.2.5. peridermis (Photos 19–20), 2.2.6. wood (Photos 21–25), 2.2.7. sporangia, fruits and seeds (Photos 26–28) and 2.2.8. sporomorphs (Photos 29); 3. zooclasts, including: 3.1. chitinous exoskeletons and resting eggs (Photos 30–32), 3.2. molluscs shells (Photo 33); 4. fungal thallus (Photos 34); 5. protist remains, including: 5.1. siliceous shells of amoebas (Photo 35) and diatoms (Photo 36). As a result of the work carried out in the stage III of the analysis the origin of biogenic components has been identified (Tabs 2–25), which allows the reconstruction of the relationship between the sediment and plant communities involved in its formation.

As indicated by the results of the research in the Racibórz Basin, oxbow lakes are the most common environment creating conditions for the development of wetland ecosystems in the belt of plateaus and plains of southern Poland. Biogenic deposits genetically related to oxbows occupy the area of approximately 35 ha in the valley of the lower Kłodnica (1.9% of the surface of the examined section of the valley bottom), and approximately 20.6 ha in the Osobłoga valley (0.9% of the surface of the examined section of the valley bottom), thereby increasing biodiversity, as well as organic carbon resources in the area under consideration.

The main components of biogenic deposits identified in the oxbow fills of the Osobłoga and Kłodnica Rivers include: amorphous organic matter (45.7%) as well as phytoclasts with a total share of 53.4% (including roots 28.7%, wood 28.6%, epidermis 18.9%, peridermis 10.6%, carbonised phytoclasts 7.8%, mosses 4.6%, sporomorphs and carpological findings 2.4% as well as large leaves 1.5%) The share of remains of organisms classified as animals (chitinous exoskeletons or resting eggs of Cladocera, Chironomidae and Bryozoa as well as Mollusc shells), fungi and protists (siliceous shells of Bacillariophyceae and Amoebozoa) have not exceed a total of 1% (Fig. 30).

Organic and mineral-organic sediments infilling palaeochannels of the Kłodnica and Osobłoga Rivers are dominated by the remains of brown mosses and Sphagnum mosses, sedges, common reed, purple moor grass, horsetail, leptosporangiate ferns, willow, black alder, birch, pine and Norway spruce. Most common appear to be the deposits with the following components: alder (35.1%), sedge (13.0%), sedge-alder (8.4%), reed and alder-reed (4.6% each), reed-sedge (4.2%), alder-sedge and reed-alder (3.4% of labelled samples each). In the sequences of biogenic sediments in oxbow fills the following diversity of sediments succession in cross section has been observed (Fig. 31): (1) in the shoreline zone on the outside of oxbow loops: deposits with the following component have been noted: sedge-alder → alder → alder-sedge (or ↔ horsetail-alder) → sedge; (2.1) in the thalweg zone of the Late Glacial and Early Holocene palaeochannels

the sediments with the following component have been recorded: moss (reed-moss) \leftrightarrow sedge (reed) \rightarrow reed-alder \rightarrow sedge-alder \rightarrow alder (reed-alder) \rightarrow sedge; (2.2) in the thalweg zone of the Late Holocene palaeochannels the sediments with the following component have been recorded: alder \rightarrow alder-sedge \rightarrow sedge; and (3) in the point bar zone the sediments with the following component have been recorded: sedge-alder (horsetail-sedge) \leftrightarrow alder \rightarrow alder-sedge \rightarrow sedge-moss. These patterns of succession of sediments indicate: (1) a minor role of aquatic vegetation (submerged hydrophytes and hydrophytes with floating leaves) in the process of overgrowing oxbow lakes, (2) rapid expansion of strongly peat-forming rushes, (3) after terrestrialisation encroaching forest communities, which in the case of alder carrs constituted widely spread and relatively stable stage of succession, (4) in the youngest phase, presumably related to human activity, reduction of forest areas in favour of rushes (mainly reed-sedge), and in drier areas – meadow vegetation.

Initiation of turning oxbow lakes into peatlands in the Upper Odra catchment proceeded independently of the granulometric composition of the bedrock, as biogenic sediments have been successfully developed both on fine-grained sediments as well as on easily permeable coarse-grain formations (Fig. 32). Processes of biogenic accumulation in oxbow lakes of the Kłodnica and Osobłoga rivers started in various periods of the Late Glacial and Holocene, clearly favouring two periods: the Younger Dryas and Pre-boreal periods in case of large palaeomenaders at the foot of the valley sides, and the Subatlantic period in case of small forms along the valley axis. Dating of expansion of peatlands in oxbows has pointed to the potentially large differences (up to 10^3 years) in the time of the initiation of biogenic accumulation, depending on the position of deposits in the palaeochannel cross-section.

The average value of the accumulation rate for particular sequences of the Kłodnica and Osobłoga oxbow fills ranges from 0.17 to 0.36 mm/year for the Late Glacial and Early Holocene forms, and from 0.5 to 0.79 mm/year for the Late Holocene forms (Figs 34–35). These differences are likely to be the result of a faster deposits growth in the aquatic conditions, while in the terrestrial phase the accumulation rate is reduced and even periods of decay of biogenic sediments occur. Consequently, the following development stages of older generation oxbow lakes in the Kłodnica valley can be identified: (1) the stage of the rapid growth of deposits (Early and possibly Middle Holocene), (2) the stage of significant reduction in the accumulation rate, or even peat decay (Middle Holocene (?) and earlier part of the Late Holocene), (3) the stage of the re-growth of sediment accumulation rate (later part of the Late Holocene).

In the SW1/n and SW2/o cores taken in the Kłodnica valley, layers of strongly decomposed peat with hiatuses have been identified. They date back to 3755 ± 70 to 2130 ± 30 and 4290 ± 60 to 1395 ± 30 ^{14}C years BP respectively. Emergence of strongly decomposed peat in the SW1/n core should be associated with the post-sedentation processes of previously formed peat degradation, as indicated by the results of pollen analysis, suggesting the presence of a stratigraphic gap, not just at the beginning of the Sub-boreal, but mainly in the Atlantic period. Selective recording of paleohydrological changes expressed by the presence of strongly decomposed peat horizons only in some peatlands of the Upper Odra drainage basin can be explained by the exogenous factors (responsible for the drop in groundwater levels) overlapping with the favourable endogenous conditions (the record of the peat decay phases appears only on highly terrestrialised wetlands, overtaken by forest communities). The resumption of peat

accumulation took place due to the influence of exogenous conditions (increase in groundwater level as a result of increase in climate humidity or disturbances in water conditions caused by human activity).

Numerous examples of gaps in the accumulation of organic matter have been noted in the oxbow fills of the Kłodnica and Osobłoga Rivers, which are the result of episodic delivery of mineral components due to floods and slope processes. No changes of peat-forming communities have been observed during episodes of mineral sedimentation, lasting from a few dozen to more than a thousand years. After the causes of increased mineral deposition in the studied wetlands ceased, the original peat-forming ecosystems recovered.

Based on fluctuations of organic carbon content in the cores taken in the Kłodnica and Osobłoga valleys (Figs 36–37), the following periods of intensified biogenic and mineral deposition can be identified in the Late Glacial and Holocene: (1) approximately 12–10.2 thousand ^{14}C years BP – the period dominated by flood deposition, recorded in the distal zone of the bottom of the Osobłoga and Kłodnica valleys; (2) approximately 10.2–8.6 thousand ^{14}C years BP – the period of growing importance of biogenic accumulation, along with the continuing role of flood sedimentation; (3) approximately 8.6–3.4 thousand ^{14}C years BP – the period of predominance of biogenic accumulation over flood sedimentation; (4) approximately 3.4–1.9 thousand ^{14}C years BP – the growing importance of flood sedimentation in the proximal zone of the floodplains, alongside with the continuation of biogenic (and episodically slope) accumulation in the distal area; (5) approximately 1.9–1.2 thousand ^{14}C years BP – the period of limitation of flood and slope sedimentation – biogenic accumulation not only continues in the distal area, but also temporarily gains greater importance in the floodplain proximal zone; (6) approximately 1.2 thousand ^{14}C years BP until present – the period of mineral sedimentation, on an unusual scale as for the Holocene: flood sedimentation in the proximal zone and slope or alluvial fan sedimentation in the distal zone of valley bottoms (Fig. 40).

The summary of the selected environment variables against the chronology of fluctuations of organic carbon in sediment sequences shows that the change in sedimentation style on floodplains relates primarily to the history of vegetation (Figs 38–39). The higher content of mineral components in sediments from the turn of the Late Glacial and Early Holocene in the Osobłoga and Kłodnica valleys seems to have been determined by a substantial acreage of treeless area. There seems to exist a clear link between episodes of slope and alluvial deposits formation and anthropogenically conditioned transformation of plant communities in the Late Holocene. Drop in organic carbon content recorded in sediments dated between 3.4–1.9 thousand ^{14}C years BP, and in particular after 1.2 thousand ^{14}C years BP, can be correlated with the phases of a significant increase in the density of settlement in the studied catchment areas. However, no evidence has been obtained allowing to link fluctuations of organic carbon content in the oxbow fills of the Kłodnica and Osobłoga Rivers to specific phases of increase in climatically conditioned fluvial activity.

Redaktor
Wacław Walasek

Korektor
Agnieszka Walasek

Projektant okładki
Ireneusz Olsza

Redaktor techniczny
Ireneusz Olsza

Skład i łamanie
Ireneusz Olsza

Copyright © 2013 by
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISBN 978-83-60743-80-5

Wydawca
Oficyna Wydawnicza Wacław Walasek
Katowice, ul. Mieszka I 15
wacek@oficynawww.pl

Wydanie I. Ark. druk. 15,0. Ark. wyd. 18,0. Przekazano do łamania w lipcu 2013 r. Podpisano do druku w sierpniu 2013 r. Papier offset. kl. III, 80 g. Nakład 120 + 50 egz.

Cena 38 zł + VAT

Druk: STUDIO NOA
www.studio-noa.pl