

Wykorzystanie ^{210}Pb i metali ciężkich do oceny tempa współczesnej sedymentacji zanieczyszczonych osadów fluwialnych w dolinie górnej Warty

Edyta Łokas*, Dariusz Ciszewski**, Przemysław Wachniew***, Piotr Owczarek****



E. Łokas

D. Ciszewski

P. Wachniew

P. Owczarek

Using ^{210}Pb end heavy metals to estimate Recent sedimentation rates of polluted fluvial deposits in Upper Warta River Valley. *Prz. Geol.*, 54: 888–894.

S u m m a r y . River floodplains have been recognized as an important sink for suspended sediments and associated contaminants mobilized from upstream catchments. However, information on rates of overbank sedimentation within time span of several tens of years is impossible to obtain using conventional sediment traps. Measurements of the ^{210}Pb content in floodplain sediments provide an alternative approach for obtaining

estimates of medium-term (100–150 years) rates of overbank sediment deposition. The use of ^{210}Pb method and heavy metals concentration profiles allowed to obtain retrospective estimates of recent sedimentation rates on floodplain of the Warta River (the Cracow Upland, southern Poland). The results are compared with dating of sediment layers by characteristic peaks of heavy metal concentrations. The highest sediment accretion rate, of the order of 1 cm/year, was found in a levee along river bank. Sediment deposition in flood basin is much slower and usually does not exceed 1 mm/year.

Key words: ^{210}Pb , river sediments, sedimentation rate, heavy metals, pollution history

^{210}Pb jest promieniotwórczym izotopem ołowiu należącym do szeregu uranowego (^{238}U), występującym w środowisku naturalnym. Izotop ten jest często stosowany do rekonstrukcji historii zanieczyszczenia środowiska metalami w okresie ostatnich 100–150 lat, a więc w epoce szybkiej industrializacji. Czasowy zakres stosowalności metody determinuje okres połowicznego rozpadu izotopu ^{210}Pb , który wynosi 22,26 roku. Aktywność ^{210}Pb w niezaburzonych warstwach przyrastających osadów drobnoziarnistych jest opisywana przez modele teoretyczne uwzględniające dostawę i rozpad promieniotwórczy tego izotopu (Appleby & Oldfield, 1978). W wielu przypadkach, w środowiskach morskich i jeziornych, strumień deponowanego ^{210}Pb jest względnie stały w czasie bądź zmienia się proporcjonalnie do strumienia deponowanych osadów. Na podstawie pionowych profili aktywności ^{210}Pb w takich osadach można odtworzyć wiek depozycji poszczególnych warstw. Historię zanieczyszczenia metalami rekonstruuje się przy użyciu ^{210}Pb najczęściej na podstawie analiz osadów akumulowanych na szelfach (Pempkowiak & Walkusz-Miotk, 1994), w zatokach morskich (Van Geen i in., 1997), w estuariach (Ridgeway & Shimmiel, 2002), a także w przybrzeżnych, permanentnie zalanych słonych błotach (Zwolsman i in., 1993). W osadach jeziornych zmiany takie rekonstruowane są rzadziej ze względu na większą możliwość remobilizacji metali oraz procesy resuspensji i redepozycji drobnoziarnistych osadów (Farmer i in., 1997; Kotarba i in., 2002). Dzięki małej mobilności, nawet w silnie kwaśnym środo-

wisku, ^{210}Pb jest także często stosowany do odtwarzania zmian depozycji atmosferycznej metali ciężkich w torfowiskach ombrogenicznych, tzn. zasilanych przez wody opadowe (Jensen, 1997; Hołyńska i in., 1998, 2002).

W środowisku dolin rzecznych warunki sedymentacji osadów pozakorytowych są inne niż w wymiennych już wcześniej środowiskach. Osady fluwialne są deponowane na równinie zalewowej jedynie w czasie stosunkowo krótkotrwałych i nieregularnie powtarzających się wezbrań. Ilość deponowanych osadów jest bardzo zróżnicowana, w zależności od wielkości powodzi, ładunku materiału transportowanego przez rzekę, a także odległości od brzegu koryta rzecznoego (Zwoliński, 1992; Brown, 1996; Miall, 1996). Modele ukazujące zmiany aktywności ^{210}Pb wraz z głębokością, stosowane do osadów dennych mórz lub jezior, nie są odpowiednie do przedstawiania tej zależności w osadach pozakorytowych rzek. Za pomocą modeli określane jest średnie tempo akrecji osadów, nie jest zaś możliwe określenie względnego wieku poszczególnych warstw (He & Walling, 1996). Z powodu tych trudności do tej pory opublikowano niewiele prac poświęconych tej metodzie badań osadów pozakorytowych (He & Walling, 1996; Goodbread & Kuehl, 1998).

Wiek poszczególnych warstw osadów pozakorytowych może być również określany na podstawie zmian koncentracji metali ciężkich w profilach pionowych. Zmiany te koreluje się ze znanymi wydarzeniami w historii gospodarczej zlewni (Rowan i in., 1995). Dokładność uzyskanych dat jest uwarunkowana głównie wielkością zanieczyszczenia osadów i jej zmiennością, dokładnością zapisów historycznych oraz postdepozycyjną migracją pierwiastków (Ciszewski & Malik, 2004).

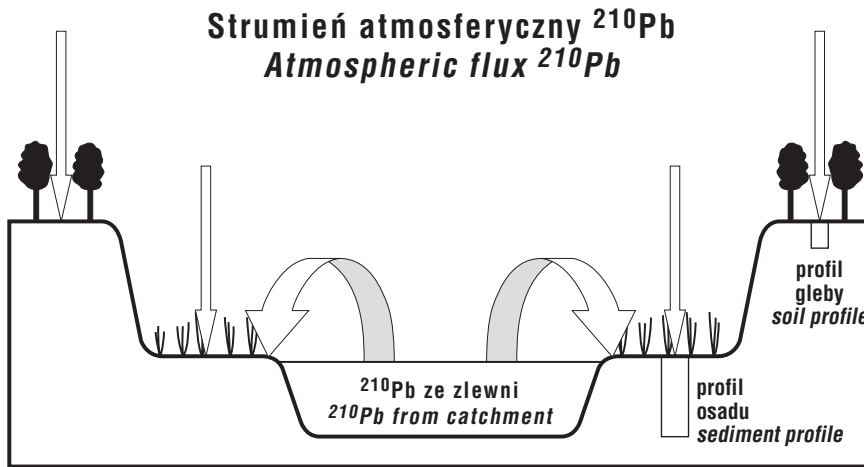
^{210}Pb występujący w osadach różnego rodzaju ma dwie składowe: autogeniczną, której aktywność promieniotwórczą przyjmuje się często za równą aktywności ^{226}Ra , oraz allogeniczną. Aktywność allogenicznego ołowiu (^{210}Pb) maleje w czasie w wyniku jego rozpadu promieniotwórczego, co stanowi fizyczną podstawę oszacowań tempa sedymenta-

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, lokas@agh.edu.pl;

**Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, ciszewski@iop.krakow.pl;

***Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, wachniew@agh.edu.pl;

****Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, powczar@wnoz.us.edu.pl



cji. Istnieją dwa bezpośrednie źródła allogenicznego ^{210}Pb deponowanego na obszarze pozakorytowym. Jest to ^{210}Pb zawarty w opadach atmosferycznych oraz ^{210}Pb związany z materiałem transportowanym przez wody powodziowe (ryc. 1). Strumień składnika atmosferycznego jest relatywnie stały w skali wieloletniej (Preiss i in., 1996). Dostawa allogenicznego ^{210}Pb ze zlewni jest natomiast nieregularna i związana z częstotliwością występowania i rozmiarem powodzi oraz z rodzajem transportowanego przez rzekę materiału.

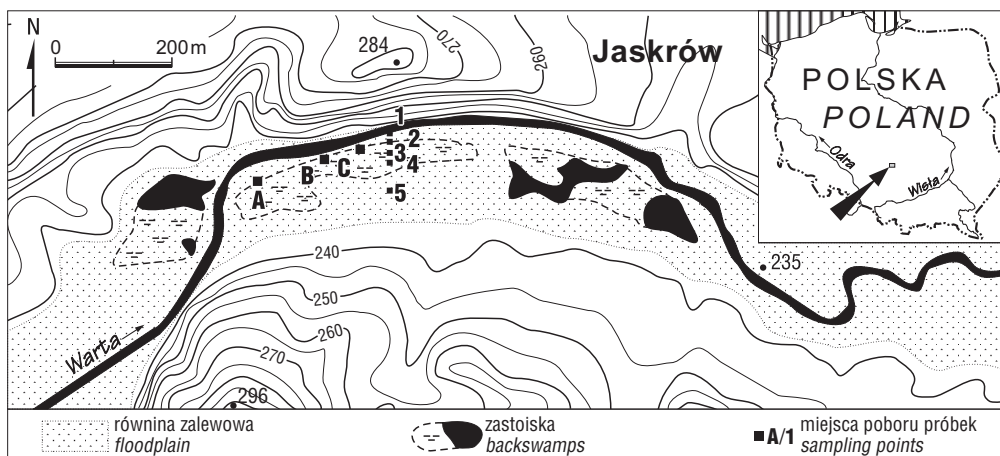
Przedmiotem niniejszej pracy jest wykorzystanie ^{210}Pb do oszacowania tempa depozycji osadów pozakorytowych i porównanie wyników badań do oszacowań wieku osadów pozakorytowych na podstawie zmian koncentracji metali ciężkich. Wyniki badań posłużyły do opisanie możliwości i ograniczeń stosowania metody ^{210}Pb do określania wieku fluwialnych osadów zanieczyszczonych metalami.

Teren badań

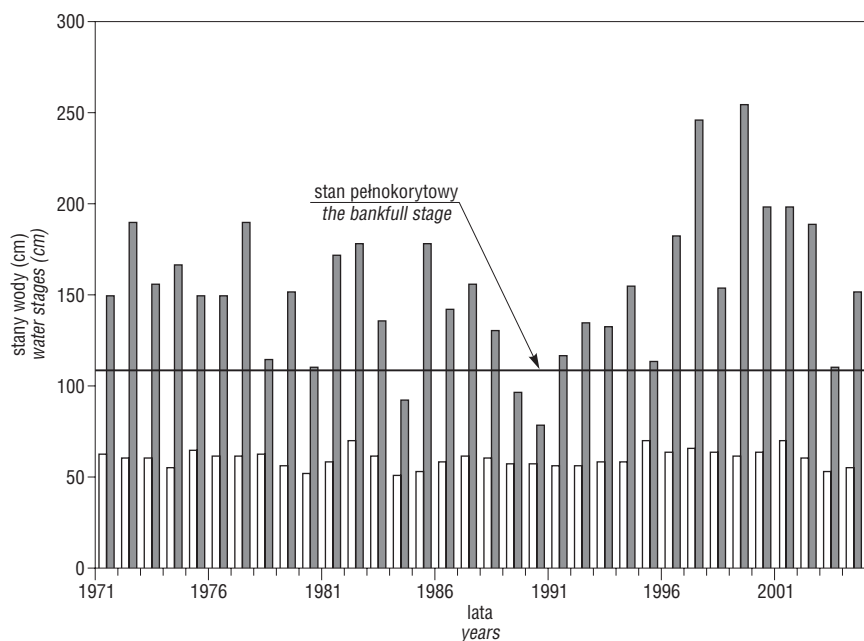
Badania tempa akumulacji osadów zostały przeprowadzone w dolinie Warty koło Jaskrowa, 6 km poniżej Częstochowy (ryc. 2). Na tym odcinku rzeka wykorzystuje uskoki tektoniczny i tworzy przełom przez krawędź kuesty Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, zbudowanej z wapieni górnourajskich. Na odcinku o długości ponad 2 km dno doliny zwęża się do około 150–200 metrów, a w stromych zboczach doliny (o wysokości przekraczającej 50 m)

występują wychodnie wapieni. Średni przepływ wody wynosi $5,8 \text{ m}^3/\text{s}$. W przełomie koło Jaskrowa rzeka akumuluje osady, nadbudowując dno doliny (Lewik, 1989). Na podstawie wierzeń w osadach holocenijskich stwierdzono, że miąższość piaszczysto-pylastych osadów pozakorytowych waha się w przedziale 1,6–2,4 m. W osadach tych występują soczewkowate wkładki o miąższości do około 0,5 m, bogate w detrytus organiczny i materiał pylasto-ilasty, świadczące o występowaniu zastoisk wypełnionych stałą wodą i porośniętych roślinnością szuwarową (Owczarek, 2002). Również współcześnie w środkowej części dna doliny występują podobne zagłębienia. Koryto rzeki znajduje się przy lewej krawędzi doliny, której dno obniża się w kierunku zagłębienia. Analiza map wskazuje na lateralną stabilność koryta od początku XX wieku. Wzdłuż prawego brzegu koryta obserwuje się wyraźny wał przykorytowy, o wysokości dochodzącej do 1 m. Osady wału są piaszczyste — wyraźnie bardziej gruboziarniste niż osady wypełniające basen powodziowy w obniżeniu dna doliny. Stosunkowo niskie brzegi rzeki sprzyjają częstym, niemal corocznym wylewom (ryc. 3) i depozycji osadów. Akumulacji osadów sprzyja także gęsta roślinność porastająca całe dno doliny — trawy, turzycy i trzciny.

Głównym źródłem zanieczyszczenia rzeki w rejonie Jaskrowa jest Częstochowa oraz jej największy zakład przemysłowy — Huta Żelaza Częstochowa. Miasto, mimo szybkiego rozwoju, trwającego od końca XIX w., nie miało systemu wodociągowo-kanalizacyjnego aż do 1928 roku.



Ryc. 2. Teren badań i miejsca poboru prób
Fig. 2. Study site and sampling points



Ryc. 3. Roczne minimalne i maksymalne stany wody w posterunku w Mstowie na Warcie w latach 1970–2003

Fig. 3. Annual minima and maxima of the Warta water levels at Mstów gauge in years 1970–2003

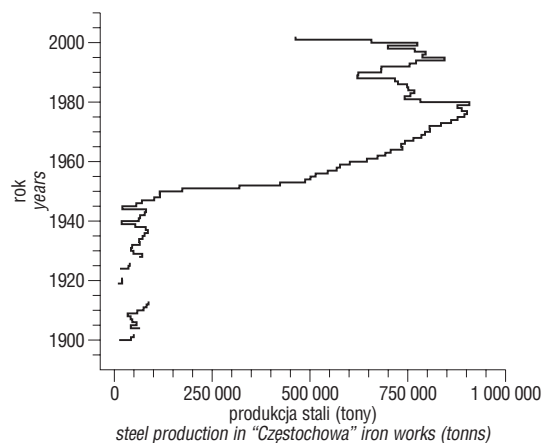
Sieć wodociągowa była uruchamiana stopniowo. W 1939 roku korzystało z niej około 80 tys. osób spośród 140 tys. mieszkańców miasta. Produkcję stali rozpoczęto w Hucie Częstochowa w 1898 r. i stopniowo ją zwiększano — do ok. 100 000 ton w 1913 r. Próg ten został przekroczony dopiero po uruchomieniu w latach 1952–1953 nowej części huty, obejmującej kilka wielkich pieców i walcownię. Zapoczątkowany wtedy, gwałtowny, 5-krotny wzrost produkcji trwał do 1980 r. (Forusiak i in., 2003). W ostatnich latach nastąpił spadek produkcji związany z przekształceniami własnościowymi, zmianą profilu produkcji i modernizacją (ryc. 4). Huta i miasto Częstochowa nie miały oczyszczalni ścieków aż do 1968 r. Przejęcie ścieków komunalnych i przemysłowych przez oczyszczalnię umożliwiło redukcję zanieczyszczeń o 95%.

Metodyka badań

Próbki osadów zostały pobrane z tarasu zalewowego w dwóch kolejnych latach.

W czerwcu 2003 roku pobrano trzy profile z wału przykorytowego — jeden profil ze szczytu wału, w odległości 2 m od brzegu koryta (Jaskrów C) oraz dwa profile z zewnętrznego zbocza wału, w odległościach 10 m (Jaskrów B) i 20 m (Jaskrów A) od brzegu rzeki (ryc. 2). Profile długości 50–74 cm zostały podzielone na warstwy o miąższości 2–3 cm i o polu powierzchni przekroju poprzecznego 25 cm². W każdej z warstw wyznaczono aktywność ²¹⁰Pb oraz zawartość procentową frakcji pylastej. We frakcji <0,063 mm, wydzielonej na mokro, stosując absorpcyjną spektrometrię atomową zmierzono zawartość Cu, Cd, Pb, Ni i Zn. Sumaryczne koncentracje ²¹⁰Pb w całych profilach zostały wyznaczone jako sumy iloczynów aktywności właściwych poszczególnych warstw i mas tych warstw.

W kwietniu 2004 r. wzdłuż przekroju poprzecznego przez dno doliny pobrano pięć rdzeni o długości około 0,4 m i polu powierzchni przekroju poprzecznego 70,84 cm² (punkty 1–5, ryc. 2), w odległościach 5, 16, 38, 57 i 116 m od koryta. Z każdego z nich pobrano (po homogenizacji) jedną reprezentatywną próbkę, w której oznaczono aktywność ²¹⁰Pb.



Ryc. 4. Produkcja stali w Hucie Częstochowa

Fig. 4. Steel production in "Częstochowa" iron works

He i Walling (1996) zaproponowali model umożliwiający oszacowanie średniego tempa akumulacji osadów pozakorytowych na podstawie znajomości całkowitego zasobu w nich ²¹⁰Pb pochodzącego ze zlewni i deponowanego podczas wezbrań. Średnie tempo akumulacji R jest obliczane według wzoru:

$$R = \lambda_{Pb}(A_{inv} - A_{inv,At})/C_r \quad (1)$$

gdzie: λ_{Pb} oznacza stałą rozpadu ²¹⁰Pb, A_{inv} i $A_{inv,At}$ oznaczają odpowiednio całkowitą aktywność powierzchniową (Bq/cm²) allogenicznego ²¹⁰Pb oraz ²¹⁰Pb pochodzenia atmosferycznego w badanym profilu, a C_r jest aktywnością właściwą ²¹⁰Pb (Bq/g) w osadzie powodziowym. Zasób autogenicznego ²¹⁰Pb przyjmowany jest za równy zasobowi ²²⁶Ra. Wielkość atmosferycznego strumienia ²¹⁰Pb może być określona z zasobu tego radionuklidu w profilu glebowym pobranym z wyższego, niezalewanego tarasu, pod warunkiem, że jego pokrywa glebowa nie podlegała antropogenicznym zaburzeniom, np. orce i związanej z nią erozji gleby. Aktywność ²¹⁰Pb jest wyznaczana poprzez pomiar aktywności ²¹⁰Po, który jest produktem rozpadu promieniotwórczego ²¹⁰Pb. ²¹⁰Po jest wydzielany z roztwo-

ru poprzez spontaniczną elektrodepozycję na srebrnych krążkach. Wydajność odzysku polonu w stosowanych procedurach chemicznych jest określana za pomocą znacznika ^{208}Po . Aktywność ^{226}Ra wyznaczano poprzez pomiar aktywności β produktów jego rozpadu promieniotwórczego metodą ciekłych scyntylatorów.

Ocena tempa depozycji osadów z wykorzystaniem ^{210}Pb

W tabelach 1 i 2 przedstawiono wyniki obliczeń tempa depozycji osadów prowadzonych metodą pomiarów aktywności ^{210}Pb w homogenizowanych rdzeniach A–C (tab. 1) i za pomocą pomiarów aktywności ^{210}Pb oraz zawartości metali ciężkich w profilach 1–5 (tab. 2). Zarówno masowe (wyrażone w $\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$), jak i liniowe (wyrażone w cm/rok) tempo akumulacji wyraźnie zmniejsza się wraz z odległością od koryta. Najwyższe wartości liniowego tempa akumulacji, przekraczające $0,7 \text{ cm}/\text{rok}$, stwierdzono w odległości do kilkunastu metrów od koryta. W odległości ponad 50 metrów od koryta wartości te maleją kilka-

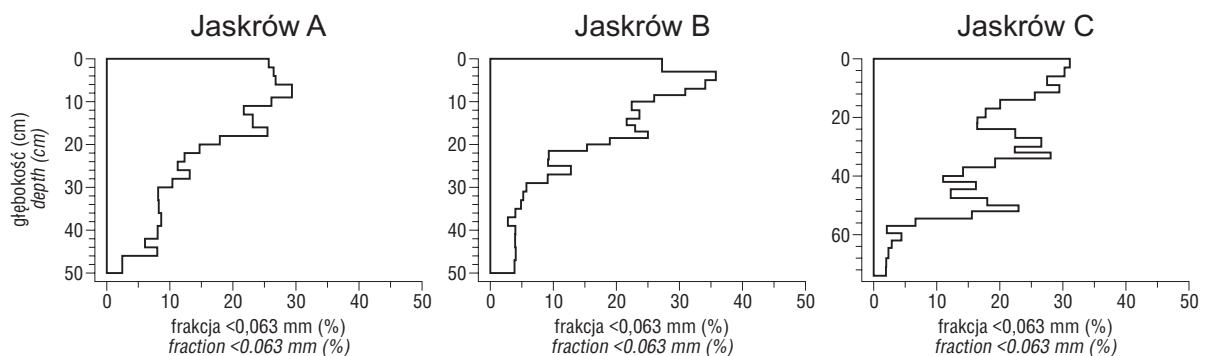
krotnie, do około $0,1 \text{ cm}/\text{rok}$. Wartości masowego tempa sedimentacji są mniej zróżnicowane, a ich spadek wraz ze wzrostem odległości od koryta jest mniej równomierny. Obserwowana zmienność jest skutkiem różnic prędkości płynięcia wód powodziowych w różnych strefach równiny zalewowej, które wpływają także na zmiany uziarnienia akumulowanych osadów. W profilach położonych w strefie przykorytowej (B i C) udział frakcji $<0,063 \text{ mm}$ rośnie dość gwałtownie — od udziału mniejszego niż 5% w spągowej części profilu do ponad 20% w przypowierzchniowej warstwie o miąższości około 18 cm w profilu B i niemal 0,5 m w profilu C (ryc. 5). Natomiast w najbardziej oddalonym od koryta profilu A zawartość frakcji pylastej jest mniej zróżnicowana i wzrasta od 10% w spągu do około 25% w stropie. W punktach 4 i 5, najbardziej oddalonych od koryta (ryc. 2), deponowane są niewielkie ilości osadów powodziowych. Dominują w nich osady frakcji pylastej i ilastej, których udział w przypowierzchniowej warstwie przekracza 40%.

Tab. 1. Wyniki obliczeń tempa depozycji uzyskane za pomocą metody ^{210}Pb w homogenizowanych rdzeniach 1–5
Table 1. The average annual sedimentation rates estimated using ^{210}Pb method for 1–5 profiles

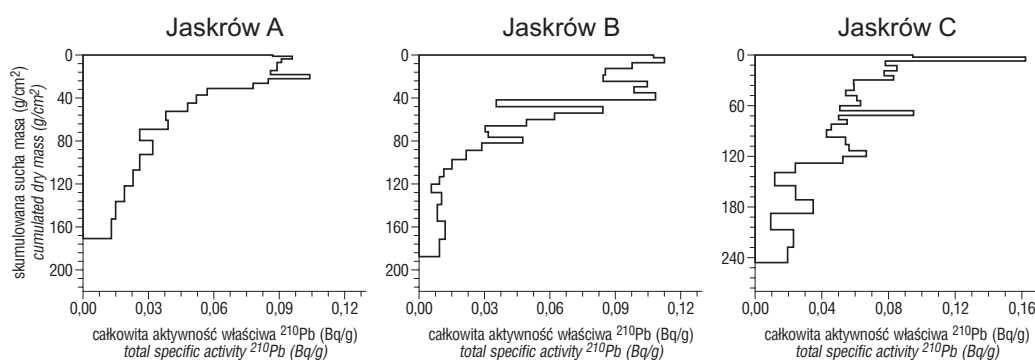
Profil Profil	Odległość od koryta rzeki [m] Distance from riverbed [m]	Średnie masowe tempo akumulacji [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$] Average annual accumulation rate [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$]	Błąd obliczenia (1σ) [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$] Estimation error (1σ) [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$]	Średnie liniowe tempo akumulacji [cm/rok] Average linear rate of sedimentation [cm/yr]	Błąd obliczenia (1σ) [cm/rok] Estimation error (1σ) [cm/yr]
1	4,5	0,45	0,09	0,86	0,17
2	16	0,30	0,10	0,74	0,25
3	38	0,27	0,08	0,27	0,08
4	57	0,08	0,11	0,08	0,11
5	116	0,08	0,09	0,12	0,13

Tab. 2. Wyniki obliczeń tempa depozycji uzyskane za pomocą metody ^{210}Pb oraz metali ciężkich w profilach A–C
Table 1. The average mean annual sedimentation rates estimated using ^{210}Pb method and heavy metals for A–C profiles

Profil Profil	Odległość od koryta rzeki [m] Distance from riverbed [m]	Średnie masowe tempo akumulacji [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$] Average annual accumulation rate [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$]	Błąd obliczenia (1σ) [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$] Estimation errors (1σ) [$\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$]	Średnie liniowe tempo akumulacji [cm/rok] Average linear rate of sedimentation [cm/yr]	Błąd obliczenia (1σ) [cm/rok] Estimation error (1σ) [cm/yr]	Średnie liniowe tempo akumulacji (metale ciężkie) po 1952 roku [cm/rok] Average linear accumulation rate (heavy metals) after 1952 [cm/yr]
A	20	0,33	0,16	0,46	0,22	0,5
B	10	0,99	0,16	0,98	0,16	0,5
C	2	1,11	0,03	1,53	0,34	1,1



Ryc. 5. Zmiany zawartości frakcji $<0,063 \text{ mm}$ w badanych profilach
Fig. 5. Variability of $<0,063 \text{ mm}$ fraction content in the studied profiles



Ryc. 6. Zmiany aktywności ^{210}Pb w badanych profilach
Fig. 6. Variability of ^{210}Pb activity in the studied profiles

W tabelach 1 i 2 podane są również bezwzględne wartości błędów obliczeń tempa sedymentacji, które wahają się w przedziale 0,03–0,16 g/cm²/r dla masowego tempa akumulacji i 0,08–0,34 cm/r dla liniowego tempa akumulacji. Względne niepewności wynoszą około 30%, wyższe są tylko w punktach 4 i 5, gdzie stwierdzono niewielkie tempo przyrostu osadów. Głównym źródłem tych niepewności jest pomiar aktywności ^{226}Ra .

Zmienność aktywności właściwej ^{210}Pb w skumulowanej suchej masie w profilach Jaskrów A, Jaskrów B i Jaskrów C przedstawia ryc. 6. W przedstawionych profilach można zauważyć zasadniczy spadek aktywności ^{210}Pb wraz z głębokością, odzwierciedlający promieniotwórczy rozpad tego radionuklidu w czasie. Krzywa przedstawiająca całkowitą aktywność ^{210}Pb w profilu Jaskrów A jest względnie gładka, natomiast krzywa obrazująca aktywność ^{210}Pb w profilach Jaskrów B i Jaskrów C pokazuje większe fluktuacje. Różnice te są wyraźnie skorelowane z różnicami składu granulometrycznego poszczególnych warstw osadów i mają związek z poziomym zróżnicowaniem prędkości przepływu wód powodziowych. W profilu A, położonym w większej odległości od koryta, sedymentacja osadów pozakorytowych była wolniejsza i bardziej równomierna w czasie niż w strefie wału brzegowego. W profilach B i C, zlokalizowanych w strefie wału brzegowego, odsłaniają się osady o bardziej zróżnicowanym uziarnieniu, akumulowane pod wpływem prądów wody o dużej i o umiarkowanej energii. Średnie tempo sedymentacji w badanych profilach zmienia się od 0,33 do 1,11 g/cm²/rok, co odpowiada przyrostowi liniowemu 0,46–1,53 cm/rok (tab. 1).

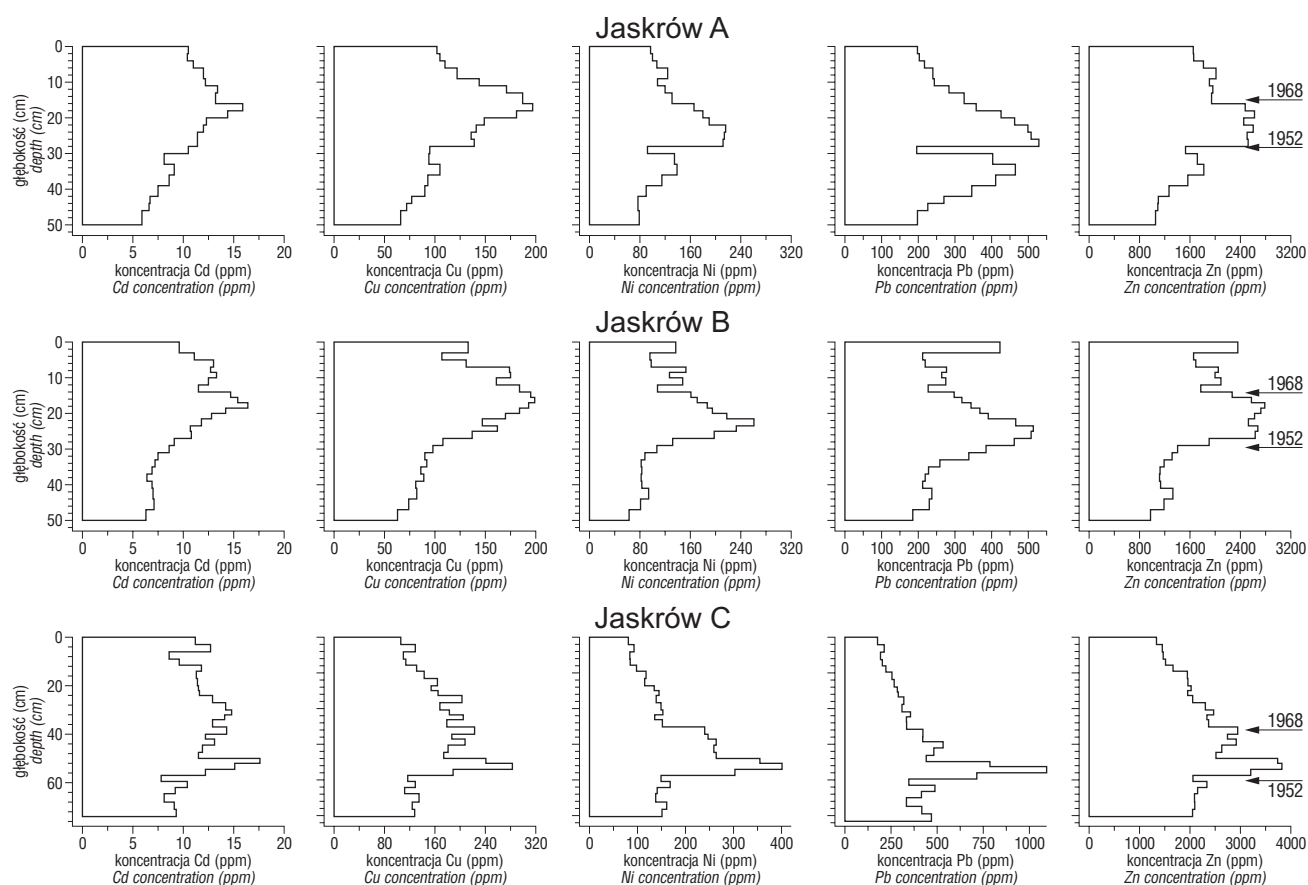
Zanieczyszczenie badanych osadów metalami ciężkimi

Badane osady Warty są bardzo silnie zanieczyszczone metalami ciężkimi. Koncentracje Cd, Cu, Ni, Pb i Zn przy brzegu koryta są znacząco wyższe niż w większej odległości od niego. Przekraczają one wartości typowe dla gleb w Polsce, nawet 50–100 razy. Koncentracje Ni należą do najwyższych w Polsce, w nieco mniejszym stopniu osady są zanieczyszczone Cd. We wszystkich badanych profilach wyraźnie widoczne jest zróżnicowanie koncentracji pierwiastków (ryc. 7). W profilach tych każdy z pierwiastków tworzy charakterystyczny pik koncentracji. Przy brzegu koryta występuje on na głębokości około 0,5 m, natomiast w zewnętrznej części wału brzegowego na głębokości około 20–25 cm. W profilach koncentracji wszystkich badanych pierwiastków widać gwałtowne synchroniczne wzrosty, szczególnie wyraźne w profilu pobra-

nym przy korycie. Jednakże spadki koncentracji poszczególnych metali wraz z głębokością nie są równoczesne. We wszystkich profilach charakterystyczny jest skokowy spadek wraz z głębokością koncentracji Zn i Ni i wolniejszy spadek koncentracji Cu i Cd. Maksimum koncentracji ołowiu jest znacznie węższe, poza tym bardzo wyraźny spadek jego koncentracji we wszystkich profilach poprzedza spadki koncentracji pozostałych pierwiastków.

Ocena tempa depozycji osadów na podstawie zmian koncentracji metali ciężkich

Obserwowane zmiany koncentracji metali ciężkich w badanych profilach można korelować ze znanymi wydarzeniami w historii gospodarczej Częstochowy. Niewątpliwie najważniejszym z nich było nie tyle uruchomienie, co rozbudowa huty żelaza w 1952 r. Ani huta, ani miasto nie miały wtedy oczyszczalni ścieków, toteż rozbudowa huty spowodowała drastyczny wzrost zanieczyszczenia wód Warty. Jego następstwem był gwałtowny wzrost zanieczyszczenia osadów badanymi pierwiastkami. Z tym wydarzeniem najwyraźniej związany jest wzrost zawartości w osadach cynku, a zwłaszcza niklu, używanego jako dodatek do uszlachetniania stali. Wzrost zawartości metali w profilu Jaskrów C (ryc. 7) jest widoczny na głębokości 51 cm, natomiast w profilu Jaskrów B na głębokości 29 cm, a w profilu Jaskrów A — 28 cm. Dzieliąc tę miąższość przez wiek warstwy otrzymujemy przeciętne tempo przyrostu osadów w ciągu ostatnich 50 lat — równe ok. 1,1 cm/rok przy brzegu koryta i ok. 0,5 cm w odległości 10–20 m od niego. Podobne wartości otrzymamy, jeżeli poziom wyraźnego spadku koncentracji miedzi, niklu i cynku skorelujemy z datą uruchomienia w 1968 r. oczyszczalni. Poziom ten występuje w profilu Jaskrów C na głębokości 37 cm, a w profilach Jaskrów B i Jaskrów A na głębokości 16 cm. Małe różnice wartości tempa przyrostu osadów, uzyskane na podstawie tych obu dat, mogą wskazywać na w miarę równomierny przyrost osadów w ciągu ostatnich 50 lat. Charakterystyczny wydaje się także stopniowy spadek koncentracji miedzi po 1968 roku. Pierwiastek ten wiąże się silnie z materią organiczną, a więc spadek jego zawartości może odzwierciedlać zmniejszanie ładunku nieoczyszczonych ścieków komunalnych. Znaczące zanieczyszczenie współcześnie deponowanych osadów wskazuje na wciąż duże zanieczyszczenie metalami zawiesiny i wód Warty na tym odcinku. Źródłem tego zanieczyszczenia mogą być jednak zanieczyszczone osady aluwialne, uruchamiane z części zlewni położonej powyżej przelomu.



Ryc. 7. Zmiany koncentracji Zn, Cd, Pb, Cu i Ni w badanych profilach
 Fig. 7. Variability of Zn, Cd, Pb, Cu and Ni concentrations in the studied profiles

Dyskusja wyników

W profilu A wartości tempa przyrostu osadów obliczone na podstawie analizy aktywności ^{210}Pb i koncentracji metali ciężkich są bardzo podobne, różnią się natomiast znacząco w profilach B i C. Przyczyną tych różnic mogą być zarówno zmiany postdepozycyjne w osadach, jak i różnice w ich uziarnieniu. Metale ciężkie ulegają w osadach postsedymentacyjnej migracji wraz z wodami zarówno powodziowymi, jak i opadowymi (Cappuyns & Swennen, 2004). Proces ten jest, jak się powszechnie uważa, powolny i silnie uzależniony od składu granulometrycznego osadów (Bolviken i in., 2004). W krótkim okresie, około 50 lat, do którego odnosi się to datowanie, i przy dużej koncentracji metali, postdepozycyjna migracja nie powinna istotnie zmieniać kształtu pików koncentracji. W przeciwnym wypadku należy założyć, że tempo obliczone na podstawie koncentracji metali może dawać wyniki zawyżone w stosunku do metody aktywności ^{210}Pb , a więc może stanowić górną granicę błędu oszacowania tego tempa. Różnice w oszacowaniu tempa przyrostu osadów za pomocą obu metod mogą być także związane z różnymi długościami czasu obejmowanego przez obie metody. Wartości uzyskane na podstawie pomiaru aktywności ^{210}Pb odnoszą się do okresu co najmniej 2-krotnie dłuższego niż 50 lat. W tym czasie rzeczywiste tempo depozycji mogło się znacznie zmieniać. W wyniku rozbudowy huty i miasta Częstochowa oraz dużego wzrostu ilości zrzucanych ścieków, w ciągu ostatnich 50 lat tempo przyrostu osadów mogło się zwiększyć. Taką zmianę sugeruje także wyraźny wzrost udziału osadów drobnociąstkowych, który jest mniej

więcej synchroniczny z gwałtownym wzrostem koncentracji metali w profilach A–C. Dlatego metoda pomiaru aktywności ^{210}Pb powinna wskazywać na wolniejsze tempo przyrostu osadów niż tempo obliczone na podstawie koncentracji metali ciężkich.

Chociaż wartości tempa przyrostu osadów w rdzeniach 1–5 obarczone są niepewnościami, to jednak zupełnie dobrze, odzwierciedlają typowe zróżnicowanie tempa depozycji w obrębie tarasu zalewowego (Walling i in., 1999). Również zmiany aktywności ^{210}Pb w profilach A–C są zgodne z oczekiwaną przestrzenną zmiennością tempa sedimentacji osadów na obszarze badanej równiny zalewowej. Otrzymane wyniki dają możliwość wyróżnienia stref sedimentacji osadów oraz określenia rzędu wielkości tempa przyrostu osadów.

Wzdłuż koryta rzeki ciągnie się wał brzegowy. Jego najwyższa część wznosi się do wysokości około 1 m ponad powierzchnię równiny zalewowej i ma zmienną szerokość, wynoszącą kilka metrów. Przeciętne tempo przyrostu osadów w tej strefie wału wynosi około 1 cm/rok, chociaż jest ono silnie zróżnicowane w poszczególnych latach. Cecha ta jest charakterystyczna dla powierzchni, na których następują duże i gwałtowne zmiany prędkości płynięcia wód powodziowych. Warunkuje je duży kontrast szorstkości podłoża pomiędzy strefą korytową, w której wody powodziowe płyną z dużo większą prędkością, a równiną zalewową. W wyniku tego kontrastu tworzy się strefa wirów turbulencyjnych, lokalnie zrzucających stosunkowo gruboziarnisty materiał w obszarach zmniejszonej prędkości (Pizzuto, 1987). Poza tą strefą wał brzegowy przyrasta dużo wolniej, około 0,5 cm/rok. W obszarze tym odbywa

się depozycja osadu przemieszczanego ze strefy korytowej w wyniku turbulencyjnej dyfuzji oraz prądów konwekcyjnych. Stosunkowo małe zróżnicowanie zawartości frakcji pylastej osadów akumulowanych w tej strefie w ciągu ostatnich 50 lat oraz położenie równiny zalewowej przy wewnętrznym brzegu zakola rzeki mogą wskazywać na znaczącą rolę prądów o wyraźnej składowej prostopadłej do koryta. Mała szerokość tej strefy sugeruje, że prądy te szybko wytracają prędkość, co jest uzasadnione w wypadku letnich powodzi małej i średniej wielkości, płynących przez teren bardzo gęsto porośnięty trzcinami, powodującymi znacznie większą szorstkość podłoża w porównaniu z niskimi trawami, porastającymi brzeg rzeki w porze zimowo-wiosennej.

W wewnętrznej części równiny zalewowej, w odległości ponad 50 m od brzegu rzeki, tempo przyrostu osadów radykalnie maleje — przeważnie nie przekracza 1 mm/rok. Jest to strefa zastoisk wód, które po powodzi mogą stagnować przez wiele tygodni. Po wyparowaniu bądź wsiąknięciu wód zastoiska osady, które były zawieszane w tych wodach, dołączają do osadów równiny zalewowej. Obserwacja powierzchniowej warstwy osadów w tej strefie wskazuje na duży udział bardziej lub mniej rozłożonych fragmentów roślin, które w dużej części powstały *in situ*. Także wolne tempo przyrostu osadów wskazuje na niewielką dostawę cząstek mineralnych.

Baseny powodziowe, w których wody stagnują przez długi czas po powodzi, są charakterystyczne dla rzek nizinnych, o małym spadku, rozlewających się po znacznej powierzchni równiny zalewowej. W wyniku regulacji koryt i budowy obwałowań i rowów melioracyjnych większość basenów powodziowych została zlikwidowana, co przyczyniło się do znacznego zmniejszenia retencji zlewni i przyspieszenia spływu wód powodziowych. Badana równina Warty jest więc raczej wyjątkiem, szczególnie w południowej Polsce, który uchwalił się przed ingerencją człowieka. Zapewne ze względu na małą szerokość nie była ona wykorzystywana do celów gospodarczych. Warunkiem powstania równiny zalewowej w tym miejscu było zarówno zmniejszenie spadku dna doliny w sąsiedztwie naturalnego progu morfologicznego, jak i stabilizacja lateralna koryta Warty. Równina ta stanowi dobry przykład naturalnego zróżnicowania procesów akumulacji pozakorytowej. Niewątpliwie jest też bardzo efektywną pułapką dla transportowanych z biegiem rzeki zanieczyszczonych osadów i stan ten nie powinien być zmieniany, zarówno przez użytkowanie gospodarcze, jak i regulację rzeki.

Literatura

APPLEBY P.G. & OLDFIELD F. 1978 — The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5: 1–8.
 BOLVIKEN B., BOGEN J., JARTUN M., LANGEDAL M., OTTESEN R.T. & VOLDEN T. 2004 — Overbank sediments: a natural bed blending sampling medium for large-scale geochemical mapping. *Chem. Int. Lab. Syst.*, 74: 183–199.
 BROWN A.G. 1996 — Floodplain paleoenvironments. [W:] M.G. Anderson, D.E. Walling & P.D. Bates (eds.) *Floodplain Processes*. John Wiley, Chichester, 95–138.
 CAPPUYNS V. & SWENNEN R. 2004 — Secondary mobilization of heavy metals in overbank sediments. *J. Env. Monit.*, 6: 434–440.

CISZEWSKI D. & MALIK I. 2004 — The use of heavy metal concentrations and dendrochronology in the reconstruction of sediment accumulation, Mała Panew River valley, southern Poland. *Geomorph.*, 58: 161–174.
 FARMER J.G., MACKENZIE A.B., EADES L.J., KIRIKA A. & BAILEY-WATTS A.E. 1997 — Influences on the extent and record of heavy metal pollution in sediment cores from Loch Tay in a mineralized area of Scotland. *J. Geochem. Explor.*, 58: 195–202.
 FORUSIAK K., MALARSKI T., BOLA J. & MANDRYSZ J. 2003 — Huta Częstochowa 1896–2002. Jurapress, Częstochowa.
 GOODBREAD S.L., KUEHL S.A. 1998 — Floodplain processes in the Bengal basin and the storage of Ganges-Brahmaputra river sediment: an accretion study using ^{137}Cs and ^{210}Pb geochronology. *Sed. Geol.*, 121: 239–258.
 HE Q. & WALLING D.E. 1996 — Use of fallout Pb-210 measurements to investigate longer-term rates and patterns of overbank sediment deposition on the floodplains of lowland rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 141–154.
 HOŁYŃSKA B., OSTACHOWICZ B., OSTACHOWICZ J., SAMEK L., WACHNIEW P., OBIDOWICZ A., WOBRAUSCHEK P., STRELI C. & HALMETSCHLAGER G. 1998 — Characterisation of Pb-210 dated peat core by various X-ray fluorescence techniques. *Sci. Total Environ.*, 218: 239–248.
 HOŁYŃSKA B., OSTACHOWICZ J., SAMEK L., STRELI C., WACHNIEW P. & WOBRAUSCHEK P. 2002 — Time dependence characterization of Pb and Br concentrations in samples from ombrotrophic peat bogs in Austria and Poland by energy-dispersive x-ray fluorescence spectrometry. *X-ray Spectr.*, 31: 12–15.
 JENSEN A. 1997 — Historical deposition rates of Cd , Cu , Pb and Zn in Norway and Sweden estimated by ^{210}Pb dating and measurement of trace elements in cores of peat bogs. *Water Air Soil Pollut.*, 95: 205–220.
 KOTARBA A., LOKAS E. & WACHNIEW P. 2002 — ^{210}Pb dating of young Holocene sediments in high-mountains lakes of the Tatra mountains. *Geochronometria*, 21: 73–78.
 LEWIK P. 1989 — Młode ruchy tektoniczne w północnej części Wyżyny Wieluńskiej. *Folia Geogr. Phys.*, 21: 121–140.
 MIALD D. 1996 — The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 1–582.
 OWCZAREK P. 2002 — The differentiation of the conditions of alluvial sedimentation in the Warta gorge through the Cracov Upland, Poland. *Quaest. Geogr.*, 22: 59–66.
 PIZZUTO J.E. 1987 — Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology*, 34: 301–317.
 PEMPKOWIAK J. & WALKUSZ-MIOTK J. 1994 — Heavy metals in the Baltic surface sediments. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 42: 39–47.
 PREISS N., MÉLIČRES M.-A. & POURCHET M. 1996 — A compilation of data on lead 210 concentration in surface and water-sediment interfaces. *Journal of Geophysical Research*, 101, nr D22: 28,847–28,862.
 RIDGEWAY J. & SHIMMIELD G. 2002 — Estuaries as repositories of historical contamination and their impact on shelf seas. *Estuar. Coast. Shelf Sc.*, 55: 903–928.
 ROWAN J.S., BARNES S.J.A., HETHERINGTON S.L., LAMBERS B. & PARSONS F. 1995 — Geomorphology and pollution: the environmental impacts of lead mining, Leadhills, Scotland. *J. Geoch. Explor.*, 52: 57–65.
 WALLING D.E., OWENS P.N. & LEEKS G.J.L. 1999 — Rates of contemporary overbank sedimentation and sediment storage on the floodplains of the main channel systems of the Yorkshire Ouse and River Tweed, UK. *Hydrol. Procc.*, 13: 993–1009.
 VAN GEN A., ADKINS J.F., BOYLE E.A., NELSON C.H. & PALANQUES A. 1997 — A 120 yr record of widespread contamination from mining of the Iberian pyrite belt. *Geology*, 25: 291–294.
 ZWOLSMAN J.J.G., BERGER G.W. & VAN ECK G.T.M. 1993 — Sediment accumulation rates, historical input, postdepositional mobility and retention of major elements and trace metals in salt marsh sediments of the Scheldt estuary, SW Netherlands. *Mar. Chem.*, 44: 73–94.
 ZWOLIŃSKI Z. 1992 — Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains. *Geomorphology*, 4: 367–379.

Praca wpłynęła do redakcji 10.01.2006 r.
 Akceptowano do druku 13.03.2006 r.