

Morfologia, struktury sedimentacyjne, cechy uziarnienia i geneza wstęg piaszczystych równiny zalewowej doliny dolnej Wisły między Górkim i Szynychem

Jarosław Kordowski*



Morphology, sedimentary structures, granulometric properties and origin of sandy ribbons developed on the lower Vistula River valley floodplain between Górk and Szynych. *Prz. Geol.*, 55: 785–794.

S u m m a r y. The paper presents the results of morphometric, structural and granulometric analyses carried out on sandy ribbons developed on the lower Vistula river floodplain in the Toruń and Unisław Basins. The landforms identified were classified in respect to their shape, sedimentary structures and degree of preservation. Their origin and relation to other flood deposits were described and illustrated in the map of thickness and extent of sandy flood deposits in the Świecie Basin.

Key words: floodplain, sandy ribbons, lower Vistula River valley

W literaturze przedmiotu duże piaszczyste formy powstające poza wałami przykorytowymi mają różne nazwy (*crevasse splays, flood-plain splays, naspy, glify krewasowe*). Powstają, kiedy nadmiar wód powodziowych przelewa się przez wały przykorytowe i deponuje na obszarze równiny zalewowej osady gruboziarniste normalnie transportowane w korycie rzecznym. Depozycji podlegają też rozmywane utwory pozakorytowe, co wyraża się wzbogaceniem w mulki, materię humusową, toczące itd. (Happ i in., 1940; Mjøs i in., 1993). Klasyczne naspy krewasowe spotyka się na równinach zalewowych rzek meandrujących, zwłaszcza na wklęsłych brzegach meandrów (Davies, 1983). Tworzą się zazwyczaj prostopadle do koryta rzeki zaraz za wałem przykorytowym i mogą być reaktywowane w kolejnych epizodach powodziowych. Formy, z których są zbudowane, mają długość od kilkuset metrów do nieco ponad kilometra (Bridge, 2003). Ich materiał jest bardziej gruboziarnisty i wykazuje większą miąższość niż osady wałów przykorytowych. Spotyka się w nich liczne, drobne koryta krewasowe ze śladami zamierania prądu wody.

W dolinie dolnej Wisły omawiane formy tworzą się u wylotu krewas doprowadzających, czasami dość długich, i rozbudowują się najczęściej równolegle do koryta rzeczno. Stąd też propozycja, by formy te nazwać wstęgami piaszczystymi a nie glifami krewasowymi. W dalszym tekście używany będzie tylko ten termin. Pewien stopień synonimiczności do zaproponowanego określenia może mieć, w opinii autora, pojęcie naspy krewasowej stosowane przez Karabona (1980) do opisu podobnych form piaszczystych nad środkową Wisłą.

Na obszarze doliny dolnej Wisły nie zostały one, jak dotąd, szerzej opisane. Pierwsze informacje kartograficzne o ich obecności w utworach równiny zalewowej pojawiają się dopiero na *Szczegółowych mapach geologicznych Polski w skali 1 : 50 000* (Kozłowska & Kozłowski, 1985, 1990, 1992; Wrotek, 1990). Na odcinku Wisły środkowej nieco informacji o ich morfologii podał Karabon (1980), a w rejonie górnej Wisły opisali je Gębica i Sokołowski (1999, 2002).

Metody badań

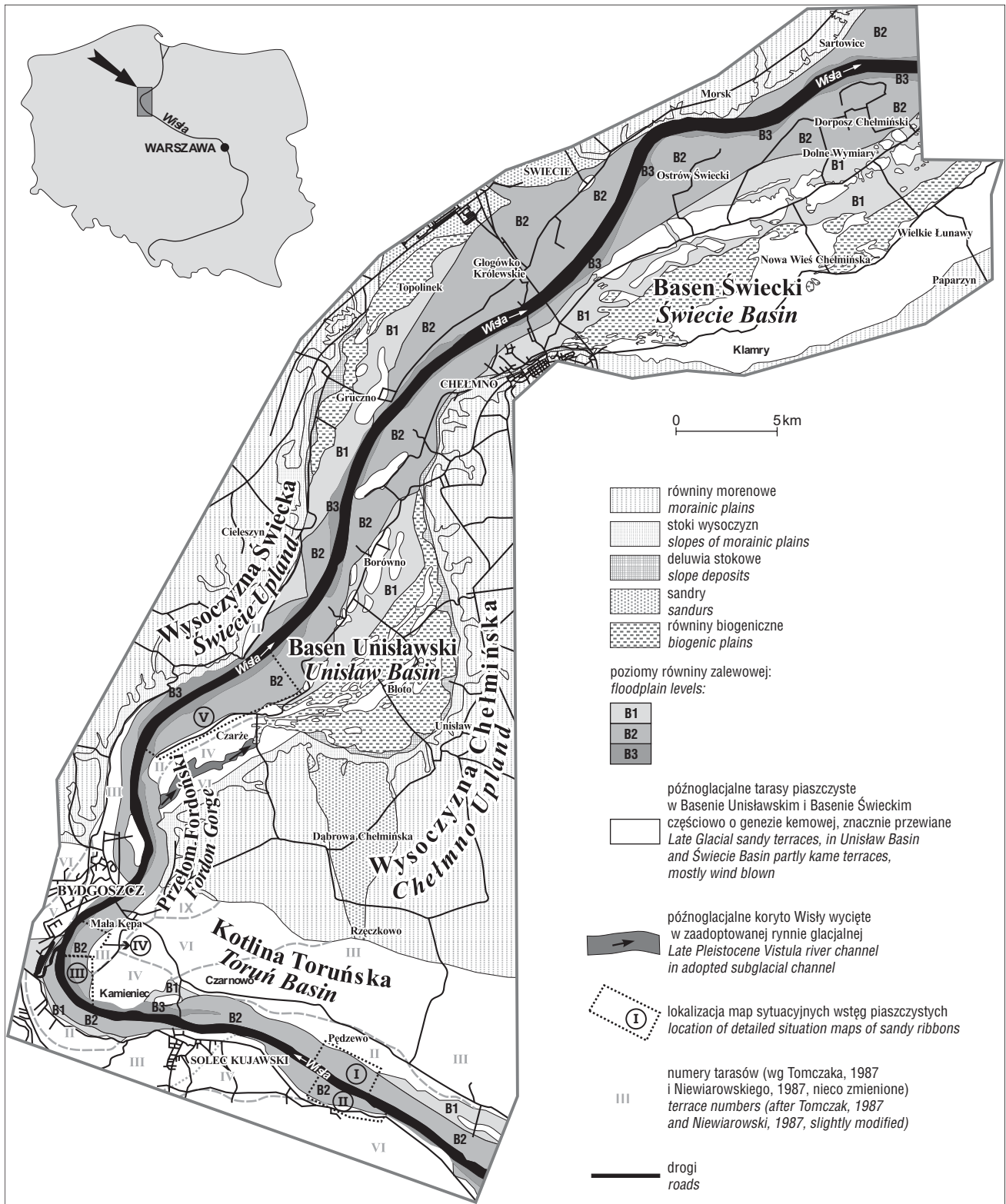
Badany obszar jest przedstawiony na ryc. 1 i rozciąga się między miejscowościami Górk (748 km biegu rzeki) i Szynych w rejonie Grudziądz (824 km biegu rzeki). Na tej rycinie pokazano lokalizację opisanych wstęg w południowej i środkowej części obszaru badań, które ponumerowano cyframi rzymskimi: I — wstęga w Pędzewie (ryc. 2), II — wstęga w Przyłubiu Krajeńskim (ryc. 2), III — wstęga w Kamieńcu (ryc. 3), IV — wstęga w Małej Kępie (ryc. 3), V — wstęga w południowej części Basenu Unisławskiego (ryc. 4). W południowej i środkowej części obszaru przedstawionego na ryc. 1 szczegółowe badania w latach 1996–1999 prowadzono w zasadzie tylko w miejscu występowania wstęg piaszczystych.

Z czasem w trakcie badań terenowych pojawiło się jednak pytanie, jaki jest szczegółowy rozkład przestrzenny piaszczystych osadów powodziowych (w tym i wstęg piaszczystych) na równinie zalewowej dolnej Wisły na dużo większym obszarze niż na obszarach analizowanych na ryc. 2, 3 i 4. Badania takie przeprowadzono na blisko 25-kilometrowym odcinku doliny Wisły od miejscowości położonych ok. 5 km nieco na południe od Chełmna po Szynych na północy, czego efektem jest ryc. 5. Prace terenowe związane z kartowaniem utworów powierzchniowych tego obszaru przeprowadzono w latach 2000–2003.

Wstęgi piaszczyste kartowano na podkładach map w skali 1 : 10 000. Ich granice nie są we wszystkich wypadkach pewne. Są one bowiem często silnie rozmyte lub przykryte młodszymi osadami. W dystalnych częściach przechodzą stopniowo w facje basenów powodziowych. Nierzadko tworzą też zwarty przestrzennie kompleks z osadami wałów przykorytowych. Wtedy dość trudno wskazać, co jest jeszcze wałem przykorytowym a co wstęgą piaszczystą.

W poprzek każdej ze wstęg za pomocą ręcznego świdra glebowego wykonano po kilka przekrojów litologicznych. Gęstość wierceń i ich lokalizacja przedstawione są na mapach na ryc. 2, 3, 4. Przekroje oddalone były od siebie ok. 200–250 m. W przekroju odstęp między wierceniami wynosił ok. 60 m. W trakcie badań wykonano ponad czterdzieści przekrojów poprzecznych przez cały obszar doliny. W obszarze testowym w Basenie Świeckim (ryc. 5) wykonano w sumie ok. 4000 sondowań, z których tylko kilka nie przebiło całej miąższości osadów pozakorytowych. Ich interpretacja oraz obserwacje powierzchniowe pozwoliły

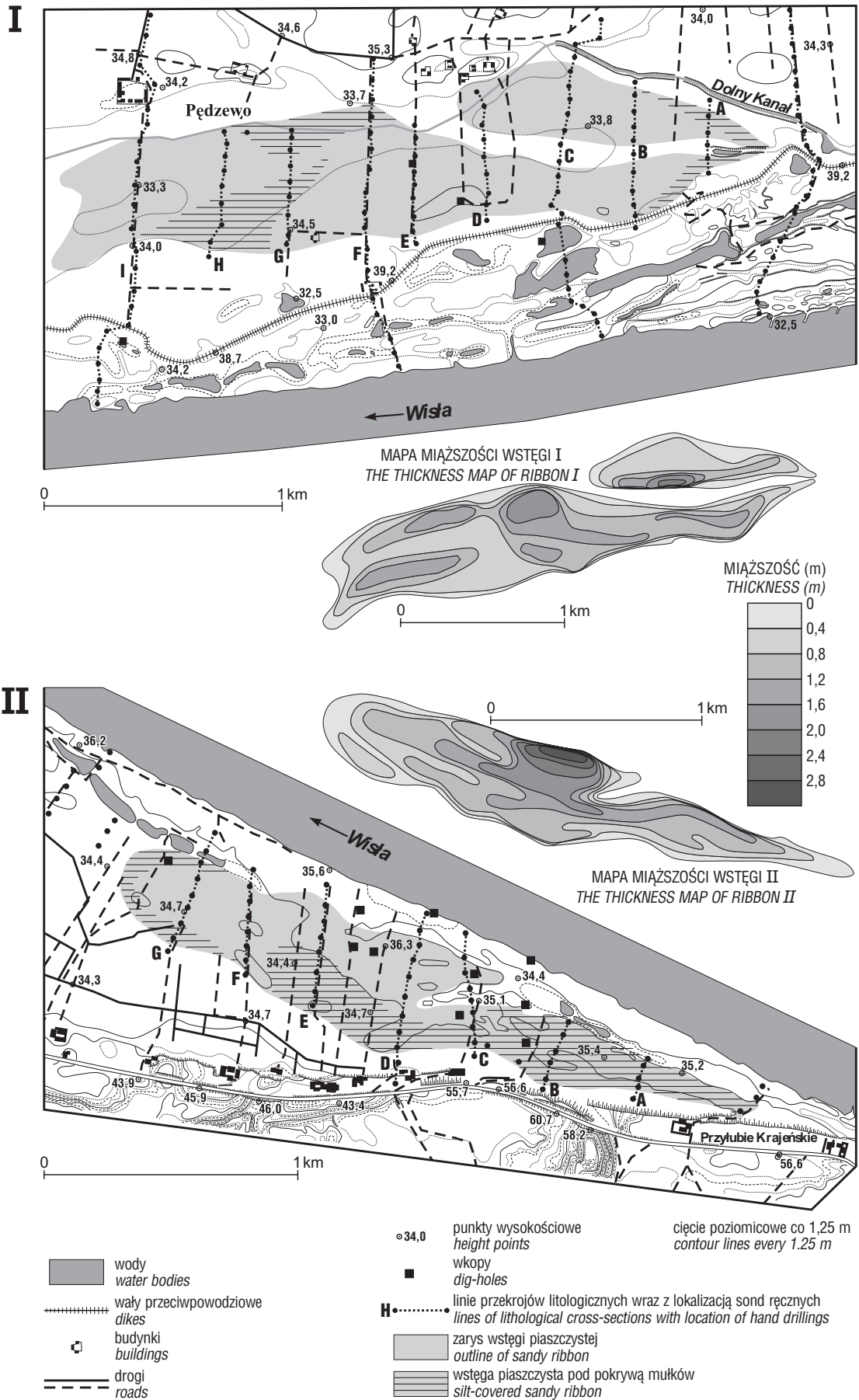
*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niziu, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń; jarek@geopan.torun.pl



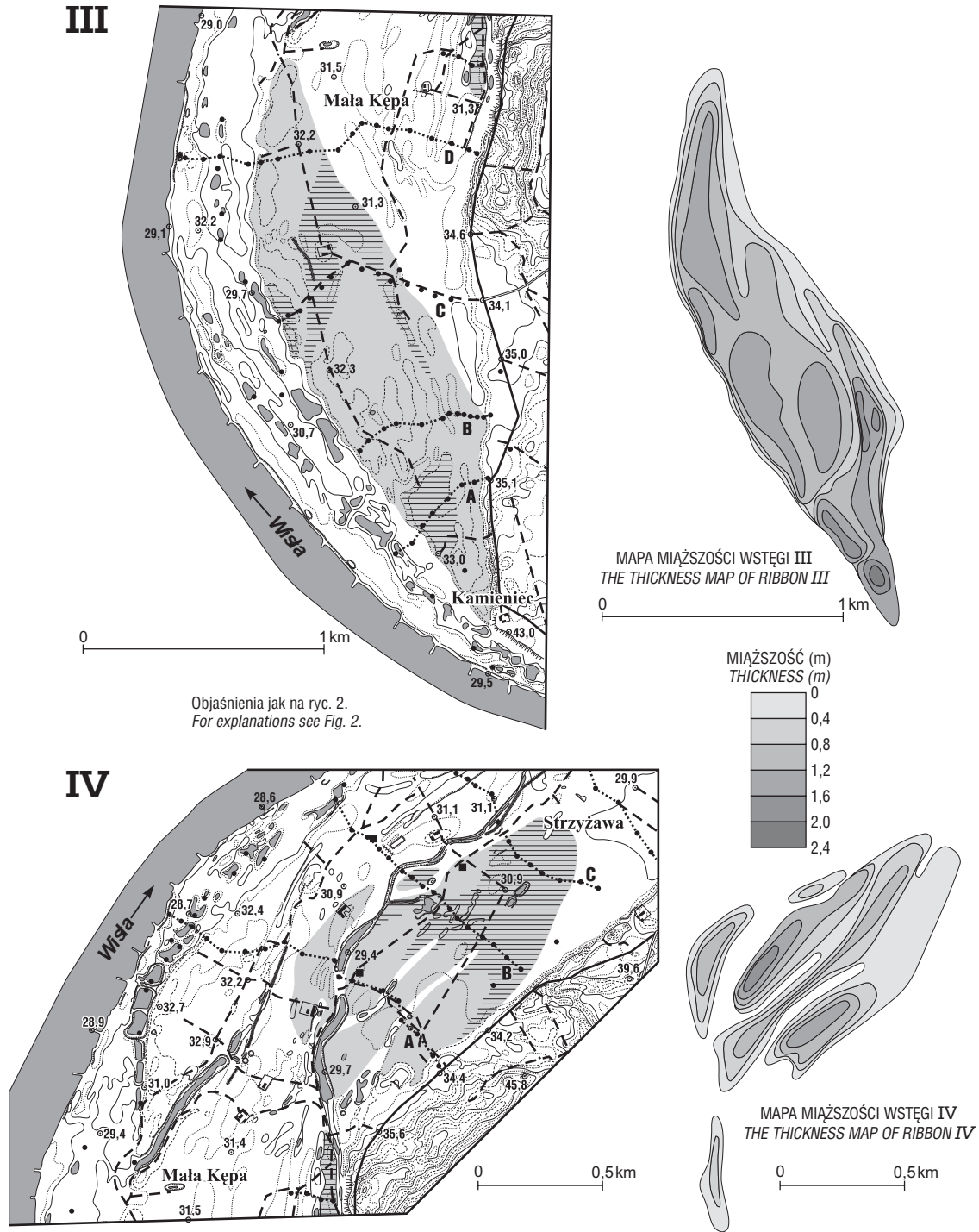
Ryc. 1. Przeglądowa mapa obszaru badań z lokalizacją szczegółowych map sytuacyjnych wstęg piaszczystych
Fig. 1. Geomorphological overview map of the study area with location of detailed situation maps of sandy ribbons

wyznaczyć granice form. Aby udokumentować struktury sedymentacyjne, wykonano wiele wkopów i pobrano 179 próbek do analiz laboratoryjnych. Obejmowały one analizy sitowe piasków gruboziarnistych i żwirów oraz oznaczenie uziarnienia piasków drobnoziarnistych, mułów i ilów za pomocą laserowego analizatora uziarnienia LPS *Analy-*

sette 22. Nazewnictwo frakcji osadów wzorowane jest na normach Państwowego Instytutu Geologicznego. Część teksturalnych badań wstęg piaszczystych przeprowadzona została razem z dr. J. Szymańdą z Instytutu Geografii UMK w Toruniu w 2000 r. Ich wyniki były prezentowane w 2001 r. (Kordowski & Szymańda, 2001).



Ryc. 2. Mapy sytuacyjne wstęg piaszczystych w Pędzewie (I) oraz w Przyłubiu Krajeńskim (II)
 Fig. 2. Situation maps of sandy ribbons at Pędzewo (I) and at Przyłubie Krajeńskim (II)



Ryc. 3. Mapa sytuacyjna formy przejściowej między wałem przykorytowym i wstęgą piaszczystą w Kamieńcu (III). Mapa sytuacyjna mocno zniszczonej wstęgi piaszczystej w Małej Kępie i Strzyżawie (IV)

Fig. 3. Situation map of a transitional landform between natural levee and sandy ribbon at Kamieniec (III). Situation map of strongly damaged sandy ribbon at Mała Kępa and Strzyżawa (IV)

Parametry uziarnienia określano za pomocą powszechnie stosowanych wskaźników Folka i Warda (1957), tj.:

□ średniej średnicy ziaren:

$$Mz = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

□ graficznego odchylenia standardowego:

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

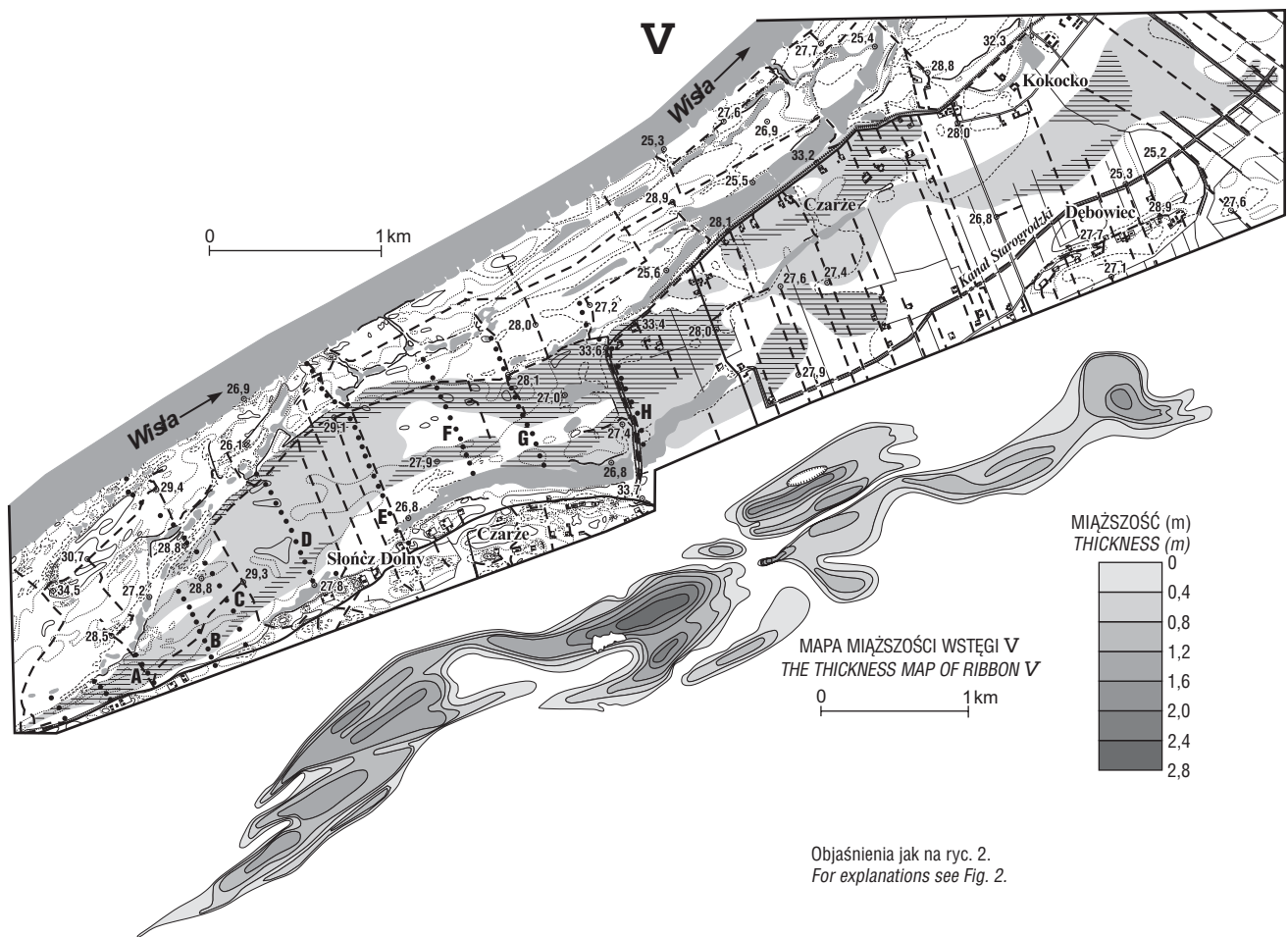
□ skośności graficznej:

$$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

□ kurtozy (graficznego spłaszczenia):

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Wartości te obliczono po przeliczeniu mm na jednostki phi (phi = $-\log_2 x$).



Ryc. 4. Zespół wstęg piaszczystych w Basenie Unisławskim (V)
Fig. 4. A complex of sandy ribbons in the Unisław Basin (V)

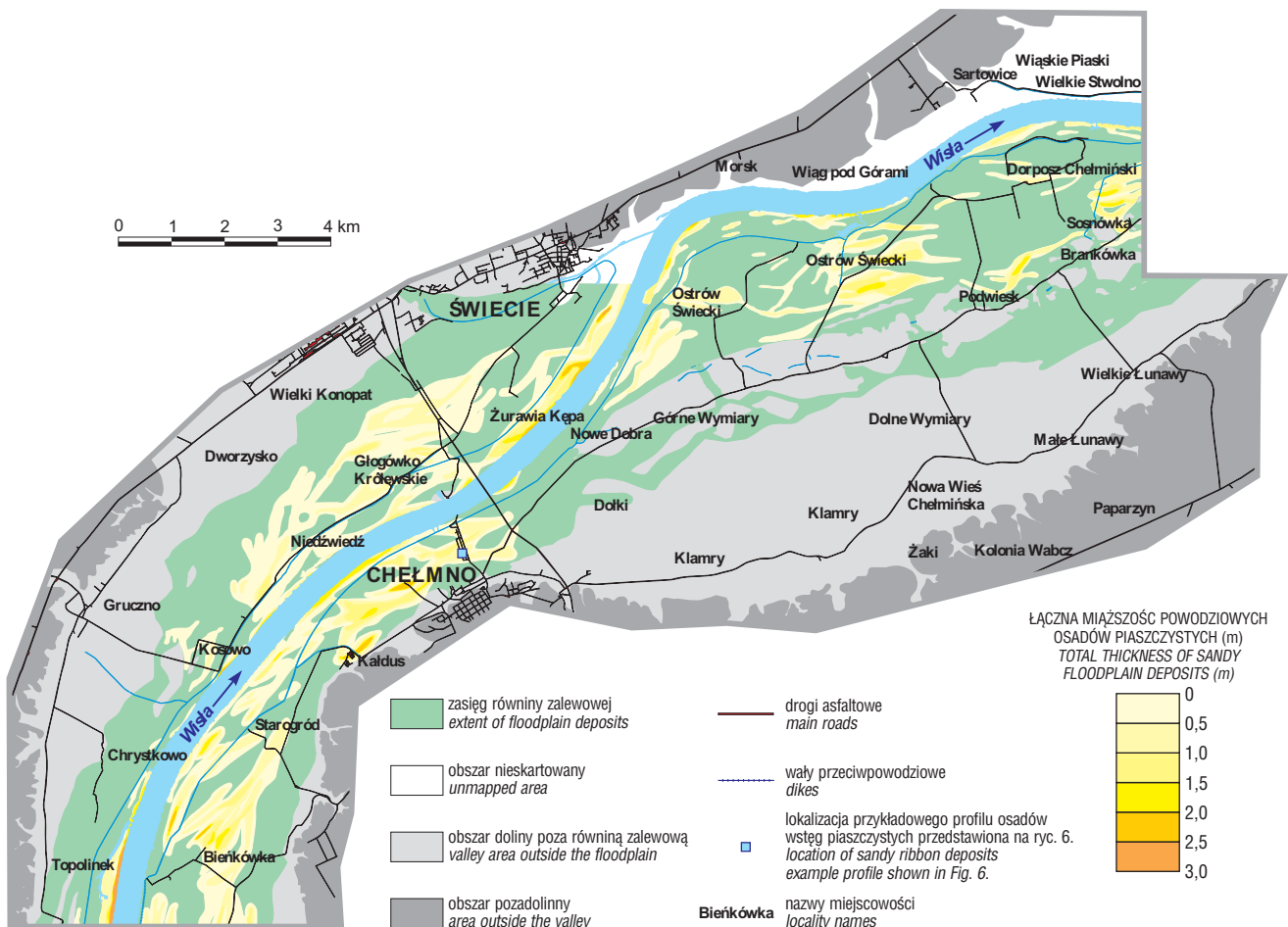
Morfologia i typologia wstęg piaszczystych

Z badań składu litologicznego osadów pozakorytowych równiny zalewowej dolnej Wisły (Kordowski, 1999, 2001) wynika, że facje wałów przykorytowych, stożków powodziowych oraz innych drobnych form piaszczystych, takich jak mikrodelty i cienie piaszczyste, na obszarze zachodniej części Kotliny Toruńskiej i południowej części Doliny Fordońskiej zajmują 28,5% objętości osadów pozakorytowych. Ich udział systematycznie spada od Kotliny Toruńskiej (36,4%), przez Przełom Fordoński (32,4%), do Basenu Unisławskiego (22,6%). Przeważający udział w tej grupie mają wstęgi piaszczyste.

Rozpoznane i zbadane wstęgi są duże. W Pędzewie ma ona długość ok. 3 km i maksymalną szerokość ok. 600 m (ryc. 2), w Przyłubiu Krajeńskim wartości te wynoszą odpowiednio 2,5 km i 500 m (ryc. 2), w Kamieńcu — 2,5 km i 550 m (ryc. 3), w Małej Kępie — 1,5 km i 650 m (ryc. 3). W Czarżach długość kompleksu stożków osiąga 7 km, szerokość zaś oscyluje ok. 600 m (ryc. 4). Dla porównania formy opisywane przez Gębicę i Sokołowskiego (1999) nad górną Wisłą, powstałe w czasie powodzi w 1997 r., miały maksymalną długość ok. 1 km. Karabon (1980) nad środkową Wisłą u wylotu ryny erozyjnej dokumentuje naspę piaszczystą długości ok. 0,5 km.

Na zbadanym obszarze stosunek długości wstęg piaszczystych do ich maksymalnej szerokości kształtuje

się w granicach od 4 do 5. Położone są one nieco wyżej od otoczenia. Najwyższe są partie centralne (do 1 m ponad otoczenie). Partie początkowe i końcowe nie są tak wyraźne, a często są ukryte pod pokrywą mułków. Wysokości bezwzględne nie dorównują maksymalnym wzniesieniom wałów przykorytowych, od których są ok. 1 m niższe. Najogólniej stożki przybierają kształt długich wstęg z ostrym zakończeniem w części proksymalnej i tępym w części dystalnej. Ich powierzchnia jest wyrównana. Nie odnosi się to oczywiście do form wtórnie rozciętych przez koryta krewasowe. W Pędzewie mamy do czynienia z dwoma zróżnicowanej wielkości płatami stożka, rozdzielonymi mułkami związanymi z depozycją basenów popowodziowych. W formach najlepiej zachowanych, na ich początku, zachowały się jeszcze wyraźne krewasy doprowadzające. Maksymalna miąższość osadów facji stożków może osiągać 3 m (ryc. 2, 3, 4, 5), jeśli zasypały one dawne ramiona rzeczne lub koryta krewasowe. Ogólnie jednak oscyluje ok. 1,2–1,5 m w częściach centralnych i poniżej tych wartości w częściach początkowych i końcowych. W miejscach, gdzie stożki utworzyły warstwę grubości nie większej niż 20–30 cm nałożoną na starsze koryta wypełnione gytiami, wykształciły się struktury, które według terminologii Reinecka i Singha (1986) należałoby określić jako jamki źródłowe, powstałe w wyniku przebijania się wód gruntowych zmagazynowanych w gytiach przez nadległe piaski w czasie przechodzącego wezbrania.



Ryc. 5. Mapa miąższości i zasięgu piaszczystych osadów powodziowych (wstęg piaszczystych, wałów przykorytowych, cieni piaszczystych i mikrodelta) na równinie zalewowej Wisły w Basenie Świeckim
Fig. 5. Extent and thickness of floodplain sands (sandy ribbons, sandy shadows and microdeltas) on the Vistula River floodplain in the Świecie Basin

Pod względem morfologicznym wstęgi piaszczyste nad dolną Wisłą można podzielić na:

a) leżące u wylotu krewasy doprowadzającej:

□ jednopłatowe;

□ dwupłatowe (dotychczas stwierdzono tylko typ niesymetryczny, czego przykładem jest forma w Przyłubiu — ryc. 2);

b) leżące u wylotu krewasy doprowadzającej rozcinającej ostanie wyższych poziomów tarasowych lub innych form fluwioglacjalnych (przykładem może być tu wstęga w Bienkówce — południowo-wschodnia część obszaru przedstawionego na ryc. 5);

c) tworzące się na jednym z brzegów bocznych ramion rzeki, morfologicznie przypominają wały przykorytowe, ale mają inną strukturę wewnętrzną, powstała w środowisku o większej dynamice (przykładem jest tu forma z Kamieńca, ryc. 3);

d) nieokreślone, najczęściej bardzo zniszczone, co utrudnia jednoznaczna interpretację (forma z Małej Kępy, ryc. 3);

e) całkowicie osadzone w obrębie ramienia bocznego rzeki (formy w Niedźwiedziu i Głogówku Królewskim na lewym brzegu Wisły, kilka kilometrów na południe od Świecia, ryc. 5).

Pod względem sedymentologicznym, analogicznie do glicfów krewasowych (Fielding, 1986), można wydzielić dwie subfacje wstęg piaszczystych:

□ proksymalne, z warstwowaniami falistymi (równoległymi) i horyzontalnymi świadczącymi o dużej energii przepływu wody, z obecnością struktur erozyjnych;

□ dystalne, zamierającego prądu wody, ze strukturami masywnymi i bez struktur erozyjnych.

Pod względem stosunku do innych wstęg można je podzielić na:

□ pojedyncze, nielączące się z innymi wstęgami, przykładami mogą być tu formy z Przyłubia i Pędzewa (ryc. 2);

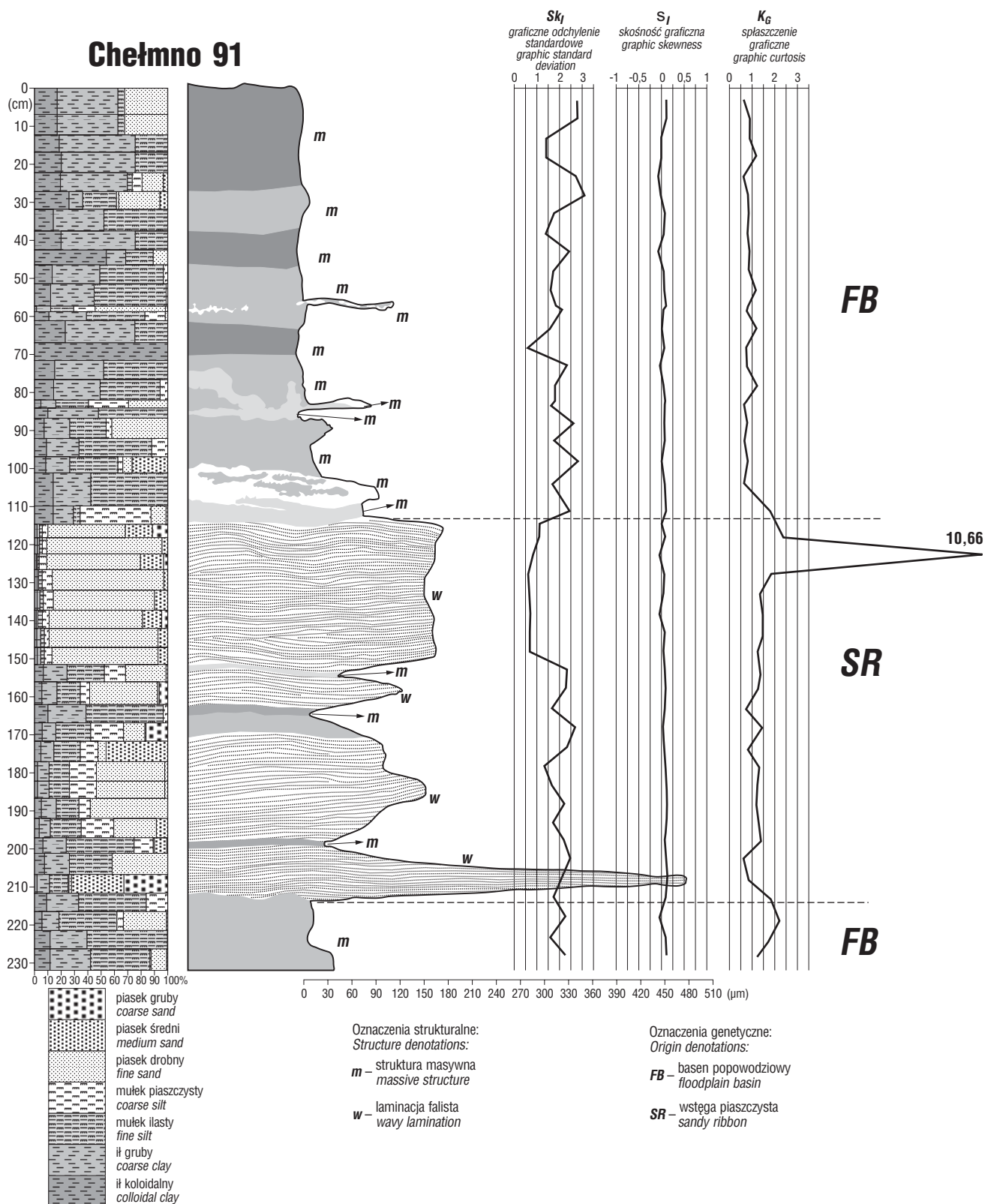
□ wielokrotne, gdy zakończenie jednej wstęgi stanowi jednocześnie początek następnej; dobrą ilustracją są formy występujące w południowej części Basenu Unisławskiego (ryc. 4).

Pod względem stopnia zachowania wstęgi można podzielić na:

□ nieprzekształcone przez erozję i koryta krewasowe;

□ przekształcone w wyniku rozmycia przez wody powodziowe i rozcięcia korytami krewasowymi (najlepszym przykładem jest tu forma z Małej Kępy, ryc. 3 i 4).

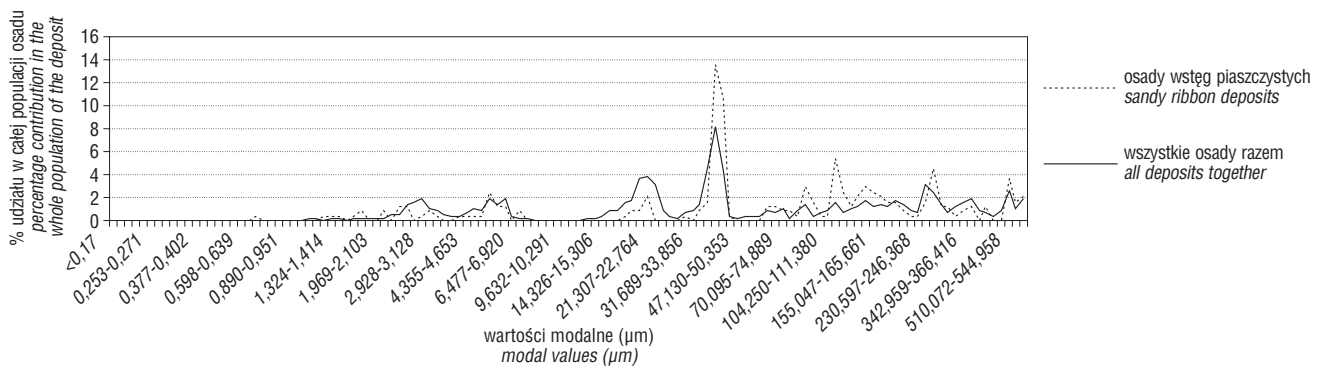
Analizując mapę miąższości i zasięgu piaszczystych osadów powodziowych w Basenie Świeckim (ryc. 5), zauważa się, że wstęgi piaszczyste zajmują proksymalne partie równiny zalewowej nie dalej od koryta niż 1,5 km. Wiele wstęg występuje często w dnie opuszczonych przez Wisłę ramion bocznych, co wyraża się ich dendrytycznym



Ryc. 6. Przykład struktur sedimentacyjnych we wstędze piaszczystej przy ul. Rybaki w Chełmnie
 Fig. 6. The example of sedimentary structures revealed in sandy ribbon at Rybaki street in Chełmno

układem przestrzennym (Niedźwiedz, Głogówko Królewskie, ryc. 5). Układ ten powstaje w końcowej fazie powodzi, kiedy wody powodziowe poruszają się już tylko w naturalnych obniżeniach terenu, jakimi są tu dawne ramiona boczne rzeki.

Wyniki analizy usytuowania wstęg w przekrojach poprzecznych dowodzą, że występują one częściej w otoczeniu mułków piaszczystych w górnej części serii powodziowej niż mułków ilastych i iłów mułkowatych leżących w dolnej części profilów.



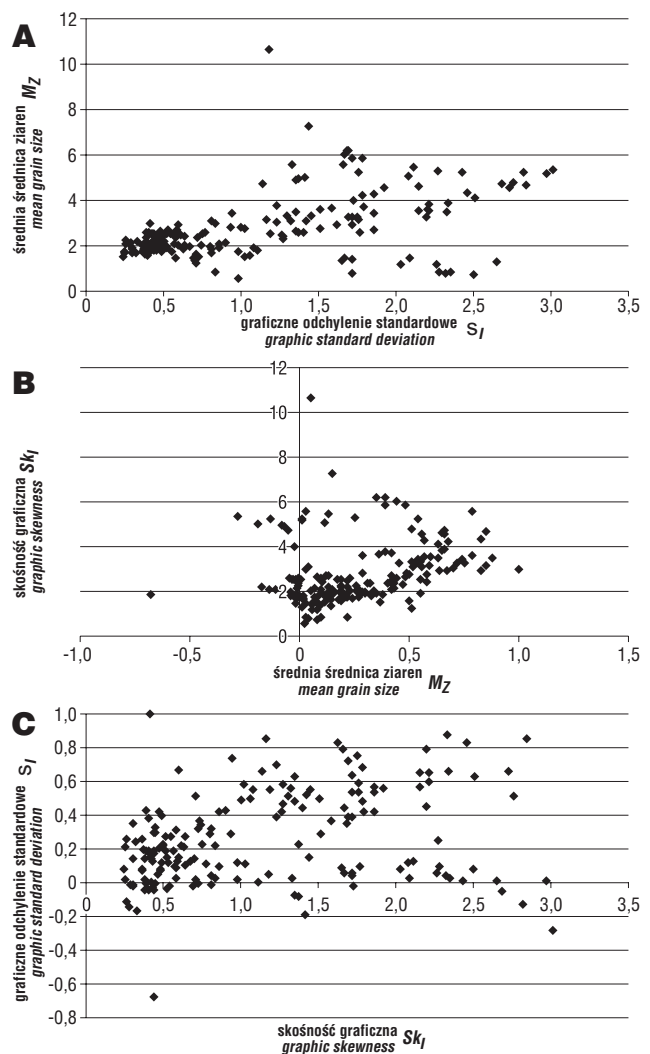
Ryc. 7. Częstość wartości modalnych osadów wstęp piaszczystych (SR) na tle całości analizowanych osadów powodziowych
Fig. 7. Frequency of modal values for sandy ribbon deposits (SR) against a background of all floodplain deposits analysed

Struktury sedymentacyjne

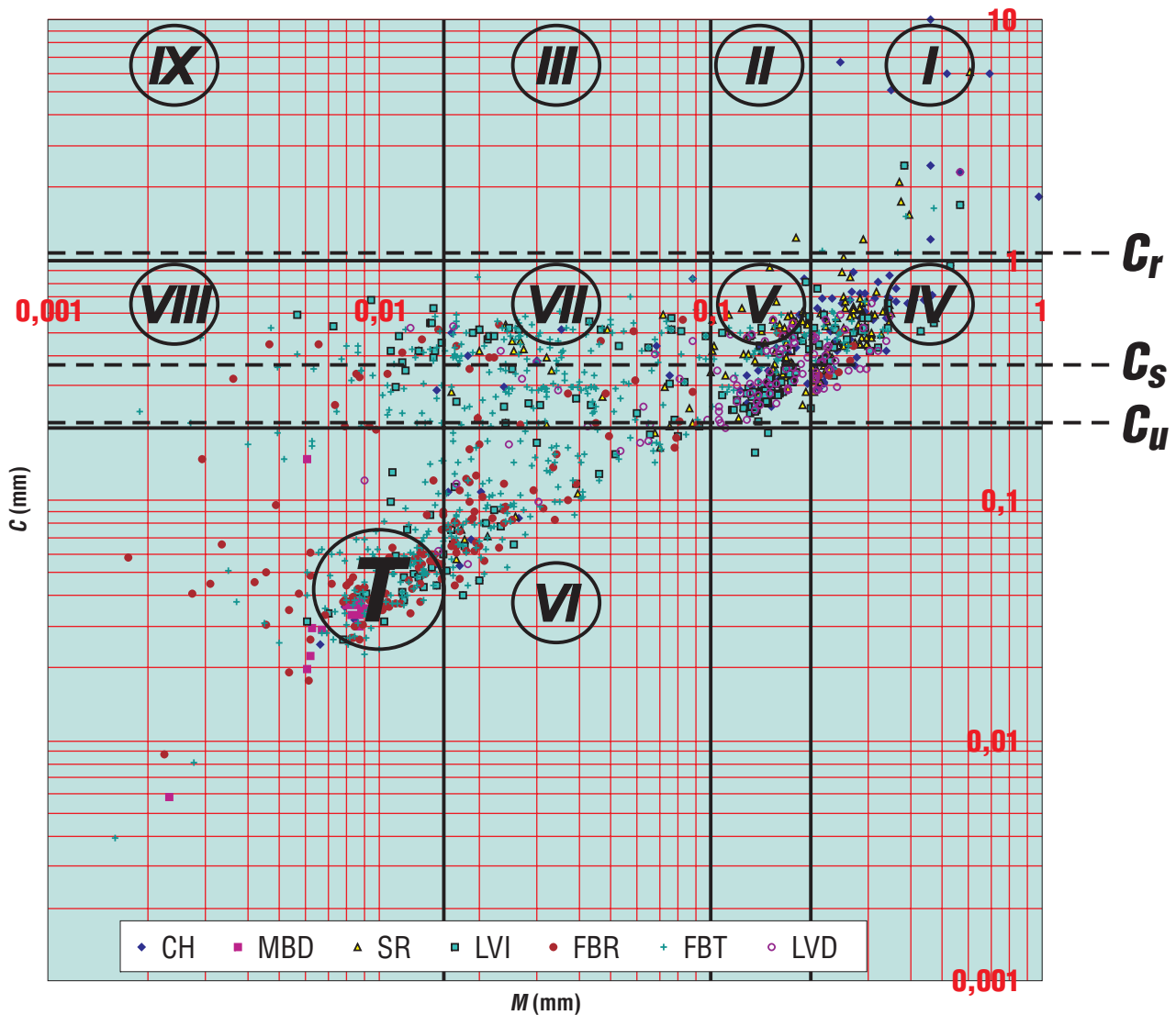
Wstęgi piaszczyste są zbudowane głównie z różnego rodzaju piasków przemytych i mułkowatych z przewarstwieniami mułków (ryc. 6). Struktury powstałe w wysokoenergetycznym środowisku występują w centralnych częściach. W osadach wstęp piaszczystych najczęściej spotykanymi strukturami sedymentacyjnymi są warstwowania horyzontalne z przewarstwieniami mułkowatymi, którym sporadycznie towarzyszą struktury przekątne warstwowania rynnowego, podkreślonego na powierzchni erozyjnej warstewkami drobnych żwirów. Miąższość osadów warstwowanych horyzontalnie może osiągnąć 1 m. W tej części stożków bardzo często zaznacza się cykl frakcyjny prosty. Zapis cyklu czasami osiąga 1,6 m miąższości. W częściach stropowych średnia średnica osadu może mieć do 0,65 mm, w dolnych — 0,25 mm. W osadzie obecne są też wkładki mułkowe miąższości do 10 cm, interpretowane jako przerwy w sedymentacji i dowód wieloetapowego rozwoju wstęp piaszczystych. Rytmity piaszczyto-mułkowe o grubości lamin do kilku milimetrów również są dowodem nieciągłości sedymentacji wstęp. W stropowych segmentach wstęp nierzadkie są domieszki drobnych żwirów, świadczące o dużej energii przepływu wody. Dominacja piasku w centralnych częściach wstęp piaszczystych wynika więc z niedostatku łatwo osiągalnego materiału żwirowego. W proksymalnych i centralnych segmentach wstęp granica między omawianymi formami a osadami basenów powodziowych zazwyczaj jest erozyjna. W dystalnych częściach przejście do osadów basenów jest stopniowe, piaski wstęp piaszczystych powoli przechodzą w mułki. W partiach początkowych i końcowych struktury są mniej czytelne. Występują tam najczęściej struktury masywne, ripplermarkowe z licznymi, drobnymi laminami i bryłkami mułkowymi. Powszechne są wytrącenia żelaziste, niekiedy wzbogacenie w inkorporowaną materię humusową i struktury związane z napieraniem kier lodowych, wyrażające się sfałdowaniem warstw mułkowych. Dolne części osadu w dystalnych fragmentach wstęp mają zazwyczaj strukturę masywną. Na całym obszarze wstęp występują struktury gęstościowe i często bioturbacje. W profilach pionowych obserwuje się różnego rodzaju gradację ziaren. W częściach centralnych dominuje najczęściej gradacja odwrócona, a w dystalnych prosta. Znaleźć można również warstwy o miąższości do 60 cm ze zdezintegrowanymi klastami piasku mułkowatego (transportowanego zimą jako zamrożone bryły) w piasku

przemitym. Dezintegracji uległy w okresie odwilży w wyniku stopienia lodu spajającego cząstki piasku.

Opisane powyżej struktury sedymentacyjne wykazują duże podobieństwo do stwierdzonych przez Mjøsa i in. (1993) w środkowojurajskich osadach rzecznych koło Yorkshire, jak też Gębice i Sokołowskiego (1999, 2002) nad górną Wisłą.



Ryc. 8. Zależności między parametrami uziarnienia (według Folk i Warda, 1957) osadów wstęp piaszczystych dolnej Wisły
Fig. 8. Relationships between Folk and Ward (1957) parameters for sandy ribbon sediments of the lower Vistula River



Ryc. 9. Diagram Passegi różnych form równiny zalewowej dolnej Wisły; CH — osady korytowe, MBD — mineralne wypełnienia koryt, SR — wstęgi piaszczyste, LVI — inicjalne wały przykorytowe, FBR — właściwe baseny popowodziowe, FBT — przetransformowane baseny popowodziowe, LVD — rozwinięte wały przykorytowe, C_r — największa średnica ziaren transportowanych w wyniku toczenia (powyżej) i zawiesiny przydennej (poniżej), C_s — największa średnica ziaren, które mogą być transportowane w zawiesinie frakcyjnej, C_u — największa średnica ziaren, które mogą być transportowane w zawiesinie jednorodnej, C — pierwszy centyl rozkładu uziarnienia, M — mediana rozkładu uziarnienia, T — ziarna utrzymujące się w zawiesinie pelagicznej

Fig. 9. Passega diagram of various landforms in the lower Vistula River floodplain; CH — channel sediments, MBD — mineral backswamp deposits, SR — sandy ribbons, LVI — initial natural levees, LVD — developed natural levees, FBR — right floodplain basins, FBT — transformed floodplain basins, C_r — grain size limit for the traction movement (above) and near-bed suspension (beneath), C_s — greatest grain diameter for the fractional suspension, C_u — greatest grain diameter in homogeneous suspension, C — the first centile of grain distribution, M — the median, T — particles in pelagic suspension

W obrębie wstęg w piasku mułkowym często występują bryły przemytego piasku. Jedynym racjonalnym wytłumaczeniem ich obecności w zupełnie odmiennym matriks jest transport w postaci zamrożonych brył podczas zimowej powodzi zatorowej. Również obecność fałdów we wkładkach mułkowych, związanych najprawdopodobniej z rozprężaniem się lodu w zamrożonych bocznych ramionach rzeki, wskazywałaby, że formy te tworzą się najczęściej w sezonie zimowym.

Cechy uziarnienia

Charakterystykę tekstury osadów wstęg piaszczystych przeprowadzono na podstawie analizy 179 próbek. Rozkład uziarnienia w tych osadach jest wielomodalny.

Jednomodalny rozkład miało 17,7% próbek, dwumodalny 39,2%, trójmodalny 31,8%, czwómodalny 10,3%, pięciomodalny 1,9%, sześciomodalny 0,9%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 34–41, w dalszej kolejności 104–202; 246–300; 477–582; 80–91; 16–21; 3,8–6; 2,5–2,6; 1,5–1,7; 1,2–1,4 μm (ryc. 7). Średnia wielkość ziarna mieści się w obrębie piasków drobnych (2,79 ϕ), wysortowanie jest słabe (1,13), krzywa uziarnienia dodatnio skośna (0,26), bardzo leptokurtyczna (1,54). Na wykresach zależności M_z do σ_1 , Sk_1 do M_z i σ_1 do Sk_1 (ryc. 8) daje się zauważyć dużą jednorodność materiału wstęg piaszczystych. Raczej nie wyodrębniają się mniejsze populacje. Dominuje populacja w zakresie od 1 do 5 ϕ . Tylko niewielkie zgrupowanie wtórne można zaobserwo-

wać wokół wartości 6ϕ , czyli w zakresie mułków. W osadach wstęg piaszczystych mamy więc bardzo niewiele wkładek mułkowych. Dodatnia wartość skośności rozkładu uziarnienia świadczy o doprowadzaniu do osadu frakcji drobnych i dość stabilnym środowisku depozycyjnym.

Na diagramie Passegi (ryc. 9) osady tego typu grupują się w górnej, prawej części wykresu w polach IV i V, sporadycznie I i VII. Odpowiada to depozycji z zawiesiny przydennej i toczenia oraz z zawiesiny ziarnowej, sporadycznie w wyniku samego tylko toczenia.

Geneza wstęg piaszczystych

Z badań nad zjawiskami lodowymi (Karabon, 1980; Grześ, 1985) wynika, że Wisła na tle innych dużych rzek europejskich jest szczególnie podatna na powstawanie zatorów lodowo-śryżowych. Okres zlodzenia jest krótki, jednak warunki do tworzenia się śryżu są korzystne. Lód lub śryż spływający w okresie odwilży lub na wiosnę może blokować koryto, a wody rzeczne muszą szukać ucieczki na równinę zalewową, wycinając koryta krewasowe lub sypiąc wstęgi piaszczyste. Sytuacja taka miała miejsce w Siarzewie w czasie powodzi w 1924 r. (Gierszewski, 1991).

Z dużym prawdopodobieństwem można przypuszczać, że również powstawanie opisywanych w artykule form należy wiązać z katastrofalnymi wezbrzeniami zimowymi. Czynnikiem sprzyjającym ich powstawaniu były zmiany kierunku biegu rzeki. W wypadku badanego obszaru wartością progową wydaje się być zmiana biegu o ok. 10° . Struktury sedimentacyjne obecne we wstęgach świadczą o dużej energii przepływu w początkowym etapie ich powstawania, która występuje w czasie silnie skoncentrowanego przepływu wód powodziowych. Stropowe części tych form, z obecnością struktur masywnych lub ripplemarkowych, wskazują według Mjøsa i in. (1993) na udział prądów zawieszinowych w ich tworzeniu. Dolne partie były więc deponowane w warunkach górnego reżimu prądowego przy ciągłym transporcie osadów, natomiast górne partie w dolnym reżimie przepływu, z okresowo zamierającym transportem osadu (Simons i in., 1965).

Podsumowanie

Przedstawiony powyżej materiał analityczny dotyczący wstęg piaszczystych skłania autora do następujących wniosków:

1. Dolina dolnej Wisły obfituje w formy wstęg piaszczystych, które genetycznie są bardzo blisko spokrewnione z gelifami krewasowymi. Ich udział w ogólnej objętości osadów powodziowych w niektórych odcinkach doliny dochodzi do 1/3.

2. Formy wstęg tarasowych są bardzo urozmaicone zarówno pod względem kształtu jak i wielkości, na co duży wpływ ma ukształtowanie równiny zalewowej, jak również zjawiska przypadkowe, związane z lokalnym powstawaniem zatorów lodowych.

3. Opisywane formy powstają zazwyczaj wieloetapowo.

4. Struktury wewnętrzne zachowane w tych osadach wskazują, że formy te powstają w czasie powodzi katastrofalnych.

5. Uziarnienie wstęg piaszczystych jest uzależnione od uziarnienia erodowanego w czasie powodzi materiału lokalnego.

Literatura

- BRIDGE J.S 2003 — Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing.
- DAVIES R.A. Jr. 1983 — Depositional Systems. A Genetic Approach to Sedimentary Geology. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- FIELDING C.R. 1986 — Fluvial channel and overbank deposits from the westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, 33: 119–140.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957 — Brazos river bar, a study of significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27, 1: 3–26.
- GĘBICA P. & SOKOŁOWSKI T. 1999 — Catastrophic geomorphic processes and sedimentation in the Vistula valley between the Dunajec nad Wisłoka mouths during the 1997 flood, southern Poland. *Quatern. Stud.*, Special Issue: 253–261.
- GĘBICA P. & SOKOŁOWSKI T. 2002 — Crevassing of an inland dune during the 1998 flood in the upper Vistula river valley (south Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72: 191–197.
- GIERSZEWSKI P. 1991 — Zatorowe deformacje poziomu zalewowe-go Wisły w rejonie Ciechocinka. *Prz. Geogr.*, 43, 1-2: 133–141.
- GRZEŚ M. 1985 — Problemy zatorów lodowych i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle. *Prz. Geogr.*, 57, 4: 499–525.
- HAPP S.C., RITTENHOUSE G. & DOBSON G.C. 1940 — Some Principles of Accelerated Stream and Valley Deposition. U.S. Department of Agriculture, Tech. Bull., 695: 22–31.
- KARABON J. 1980 — Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi Wisły środkowej. *Prz. Geol.*, 9: 512–515.
- KORDOWSKI J. 1999 — Litologia osadów pozakorytowych Wisły w zachodniej części Kotliny Toruńskiej. *Prz. Geol.*, 71, 3: 273–279.
- KORDOWSKI J. 2001 — Litologiczne i genetyczne zróżnicowanie osadów pozakorytowych równiny zalewowej Wisły między Górkim i Chełmem. *Prz. Geogr.*, 73, 3: 351–369.
- KORDOWSKI J. & SZMAŃDA J. 2001 — Budowa geologiczna i morfologia wstęg piaszczystych doliny dolnej Wisły na przykładach z Kotliny Toruńskiej i Basenu Unisławskiego. [W:] Konferencja „Morfogeneza doliny Odry i jej dopływów”, Wrocław, 6–8.06.2001, Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geograficzny, Zakład Geografii Fizycznej, 18–23.
- KOZŁOWSKA M. & KOZŁOWSKI I. 1985 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Żołędowo. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOZŁOWSKA M. & KOZŁOWSKI I. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Unisław. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOZŁOWSKA M. & KOZŁOWSKI I. 1992 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód. Wyd. Geol. Warszawa.
- MJØS R., WALDERHAUG J. & PRESTHOLM E. 1993 — Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, 17: 167–184.
- NIEWIAROWSKI W. 1987 — Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. [In:] Starkel L. (ed.) *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*. *Geogr. Stud.*, Special Issue, 4, part 2: 234–252
- REINECK H.E. & SINGH I.B. 1986 — Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. & NORDIN C.F. 1965 — Sedimentary Structures Generated by Flow in Alluvial Channels. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists - Special Publication*, 12: 34–52.
- TOMCZAK A. 1987 — Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Galcial and Holocene. [In:] Starkel L. (ed.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*. *Geogr. Stud.* Special Issue, 4, part 2: 207–231.
- WROTEK K. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Rzęczkowo. Wyd. Geol. Warszawa.

Praca wpłynęła do redakcji 30.6.2005 r.

Akceptacja do druku 12.6.2007 r.