

Uwarunkowania rozwoju pogrzazów w aluwiach doliny Wisłoka w okolicach Rzeszowa (południowo-wschodnia Polska)

Józef Superson¹, Teresa Brzezińska-Wójcik¹, Piotr Gębica²



J. Superson

T. Brzezińska-
-Wójcik

P. Gębica

Conditions for the development of load-cast structures in alluvial sediments of the Wisłok River valley near Rzeszów (south-eastern Poland). Prz. Geol., 61: 127–132.

Abstract. The article presents the results of geological and geomorphological research concerning load-cast structures outcropping in the alluvial terrace sediments of the Wisłok River in the Fore-Carpathian Erosional Valley. Given the large dimensions of these structures, reaching 1.5 m in some places, as well as their strong accumulation and diversity (i.e. drop-like and pocket-like structures), the authors attempted to establish the environmental factors that had determined the development of the structures in periglacial deposits of the Weichselian Glaciation. The structures were analysed in two

accessible outcrops where sediments are represented by flood rhythmite and organic deposits, overlain by channel sands. Sandy load-cast structures occur in flood rhythmite and loamy deposits. The formation of load-cast structures probably started due to earthquakes in the Upper Pleniglacial period. The various shapes of load-cast structures were constrained by the various physical properties of the sediments and the escape of water during the deformation process.

Keywords: load-cast structures, alluvial sediments, Wisłok River valley, Weichselian Glaciation, south-eastern Poland

Pogrzazowe struktury deformacyjne opisywano już na początku XX w. (Shaw, 1913; Smith, 1916; Kindle, 1917). Od lat 50. XX w. są prowadzone badania eksperymentalne zmierzające do rozpoznania mechanizmu procesu pograżania gęstościowego (m.in. Kuenan, 1958; Selley & Shearman, 1962; Dżułyński, 1963, 1965, 1966; Dżułyński & Walton, 1963; Dżułyński & Smith, 1963; Dżułyński & Radomski, 1966; Dżułyński & Simpson, 1966; McKee & Goldberg, 1969; Anketell i in., 1970; Lowe, 1975; Moretti i in., 1999; Harris i in., 2000; Dasgupta, 2008). Inspiracją tych badań były prace eksperymentalne wyjaśniające mechanizm rozwoju struktur sedymentacyjnego budinażu oraz struktur im towarzyszących (Ramberg, 1955). Wyniki badań laboratoryjnych pozwoliły na stwierdzenie, że pogrzazy formują się głównie pod wpływem nasycenia osadu wodą i jego upłynnienia (Boswell, 1949; Butrym i in., 1964; Allen & Banks, 1972; Lowe, 1976; Brodzikowski, 1981). Zauważono także, że istotny wpływ na formowanie pogrzazów mają inne procesy, tj. nagłe topnienie lodu gruntowego (Pissart, 1970; Vandenberghe, 1985), dylatacja (Brodzikowski, 1981) rozumiana jako wzrost objętości gruntu (Sawicki & Świdziński, 2008) oraz tiksotropia wymuszona drganiem podczas trzęsień ziemi (Jones & Omoto, 2000).

Mechanizm tworzenia się pogrzazów jest stosunkowo dobrze poznany, w mniejszym stopniu natomiast są rozpoznane czynniki powodujące tworzenie się tych struktur w osadach rzecznych w środowisku peryglacialnym. W związku z tym autorzy opracowania podjęli próbę zdefiniowania przyczyn, które zadecydowały o sposobie powstania, wielkości i kształcie pogrzazów w osadach nadzalewowej terasy Wisłoka.

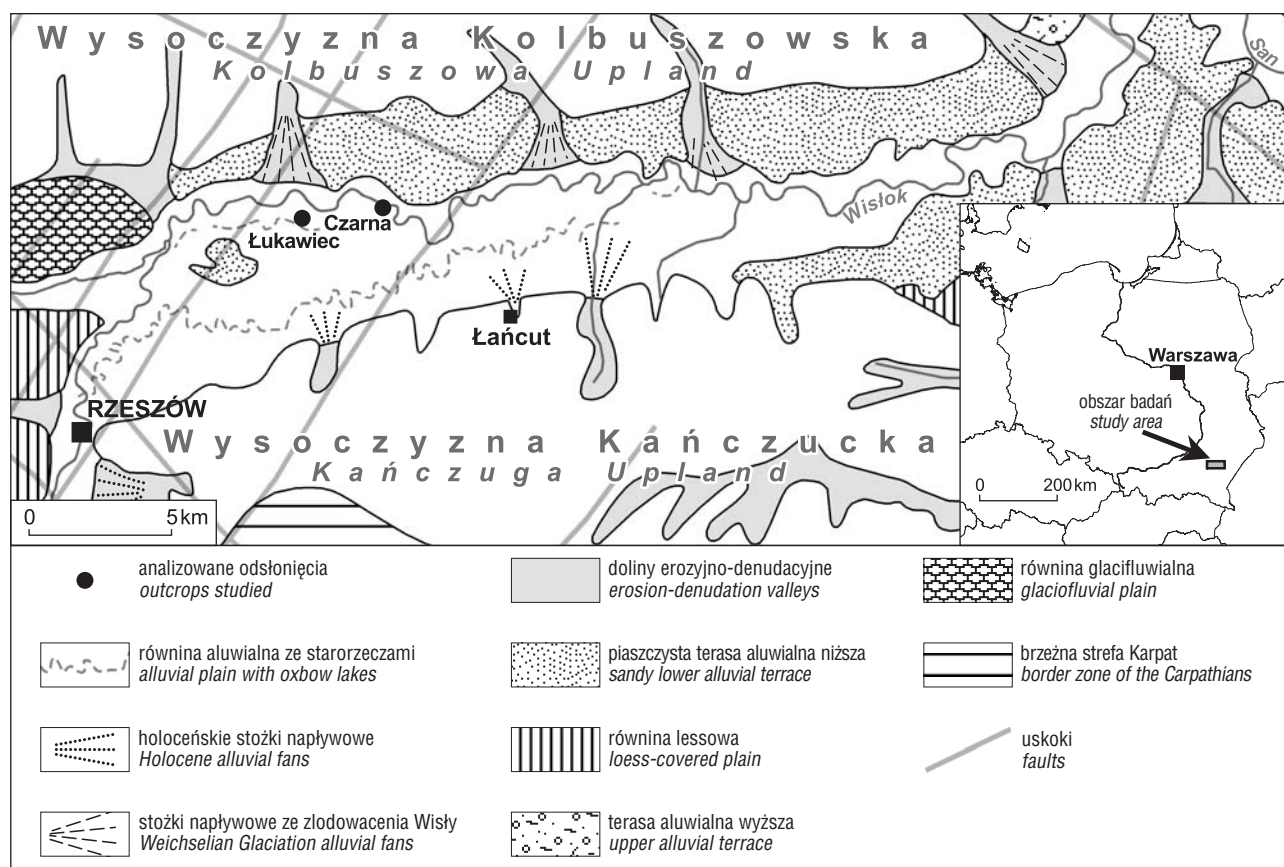
Analizowany odcinek doliny Wisłoka pod względem geomorfologicznym znajduje się w strefie subrównoleżni-

kowego obniżenia zwanego Rynną Podkarpacką (Starkel, 1972). Rynna jest obramowana krawędziami wysoczyzn: Kolbuszowskiej (od północy) i Kańczuckiej (od południa) (ryc. 1). Dno doliny Wisłoka w okolicach Rzeszowa jest wyerodowane w morskich łożach mioceńskich, przykrytych przez zróżnicowany kompleks osadów plejstoceno-holoceno – piaski i żwiry rzeczne oraz pyły, ropy i torfy (Woiński, 1994; Gębica, 2004, 2006). U podnóża południowego zbocza doliny osady rzeczne są nadbudowane lessiem z ostatniego glacjału (Jahn, 1957), natomiast u podnóża północnego zbocza doliny Wisłoka znajduje się piaszczysta terasa nadzalewowa, także pochodząca z ostatniego zlodowacenia (Gębica, 2004). Terasa ta tworzy pas o szerokości 0,5–2 km i wysokości 8–17 m n.p.rz. po lewej stronie koryta (ryc. 1). Po prawej stronie współczesnego koryta Wisłoka zachowały się w stanie kopalnym tylko osady dolnej części tej terasy (Gębica & Superson, 2003).

Cechą charakterystyczną jest położenie analizowanego obszaru pod względem geologicznym. Odcinek doliny Wisłoka objęty badaniami znajduje się w strefie północnej granicy nasunięcia fliszu karpackiego (jednostka zgłobicka) na mięszce (ok. 2500 m) utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (Uchman i in., 2006), przykrywające terran małopolski (Żyto i in., 1989; Pożaryski, 1990). W okolicach Rzeszowa prowadzi się granicę między dwiema tektonicznymi jednostkami: północno-zachodnią, czyli strukturą zrębową dolnego Sanu, i południowo-wschodnią, czyli masywem Leżajska, na które terran ten jest podzielony (Buła i in., 2008). Mimo że struktury podłoża uformowały się ostatecznie w okresie późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej, to w strefie tej ruchy przesuwcze zachodziły od paleozoiku po czwartorzęd (Żaba, 1995). Na możliwość deformacji tektonicznych w pliocenie i czwartorzędzie,

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin; jozef.superson@poczta.umcs.lublin.pl.

²Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, ul. mjr. Henryka Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań
Fig. 1. Location of the study area

w wyniku uaktywnienia wewnętrznych części orogenu karpackiego w strefach nasunięć pozasekwencyjnych oraz niektórych uskoków, wskazują wyniki analizy przekrojów zbilansowanych (Roure i in., 1993; Decker i in., 1997). Także w świetle studiów geotermochronologicznych i strukturalnych, zwłaszcza we wschodniej części Karpat polskich, w czwartorzędzie były reaktywowane niektóre uskoki nasuwcze (Mazzoli i in., 2010). Wyniki tych badań wskazują na możliwość występowania wstrząsów sejsmicznych w Rynie Podkarpackiej również w czasie zlodowacenia wisły.

Do badań wytypowano dwa odsłonięcia w piaszczystej terasie nadzalewowej ze zlodowacenia wisły w dolinie Wisłoka w okolicach Rzeszowa (ryc. 1). Z poszczególnych warstw osadów pobrano próby, na podstawie których wydatowano metodami ^{14}C i OSL wiek bezwzględny (ryc. 2).

POGRAŻY W STANOWISKU DOKUMENTACYJNYM CZARNA-PODOBÓR

Stanowisko Czarna-PODOBÓR jest zlokalizowane w naturalnie podcinanej przez rzekę (ryc. 3A) piaszczystej terasie nadzalewowej ze zlodowacenia wisły. W odsłonięciu, mającym orientację NNW-SSE, są widoczne nieoznaczone wiekowo żwirry (jednostka litostratygraficzna 0 na ryc. 2). Ponad nimi znajdują się piaski skośnie warstwowane (jedn. litostrat. 1 na ryc. 2) i górny rytm pyłowo-piaszczysty (jedn. litostrat. 5 na ryc. 2). Górną część odsłonięcia budują dwa zestawy warstwowanych piasków (jedn. litostrat. 6 i 7 na ryc. 2) oraz bezstrukturalne pyły (jedn. litostrat. 9 na ryc. 2).

Pograży są charakterystyczne tylko dla rytmu pyłowo-piaszczystego (jedn. litostrat. 5 na ryc. 2). Rytm ten składa się z czterech indywidualnych zestawów, wykazujących wzrost miąższości warstw piaszczystych ku stropowi (ryc. 3B). Zestawy są oddzielone od siebie dość wyraźnymi granicami litologicznymi o genezie depozycyjnej (piasek gruboziarnisty/ pył ilasty).

Rozmiary i liczba pograży zależą od położenia w profilu pionowym rytmu (ryc. 3B–C). Liczba i różnorodność struktur kropłowych oraz kieszeniowych, według klasyfikacji Eissmanna (1994), zwiększają się wyraźnie ku górnej części rytmu (ryc. 3C). Struktury kropłowe i kieszeniowe są zbudowane z piasków średnio- i gruboziarnistych pochodzących z leżącej wyżej serii piaszczystej. Krople piaszczyste mają głębokość 25–70 cm, ich szerokość dochodzi do 50 cm. Są połączone krótkimi szyjami z nadległymi piaskami (ryc. 3D). Wielkoskalowe formy kropłowe lokalnie przerywają zaś ciągłość warstw i rozprzestrzeniają się do niższych zestawów. W niektórych strukturach kropłowych charakterystyczny jest gruboziarnisty, homogeniczny środek. Struktury kieszeniowe są mniejsze i osiągają głębokość do 35 cm.

POGRAŻY W STANOWISKU DOKUMENTACYJNYM ŁUKAWIEC

Stanowisko Łukawiec jest zlokalizowane w opuszczonej piaskowni, położonej ok. 100 m na południe od współczesnego koryta Wisłoka (ryc. 1). Udokumentowano tu

dwie ściany odsłonięcia – zachodnią, w której zachował się prawie kompletny profil osadów terasowych, oraz wschodnią, w której dostępne były czarno-brunatne pyły ilaste (jedn. litostrat. 4 na ryc. 2) i dolna część dolnej serii piaszczystej (jedn. litostrat. 6 na ryc. 2).

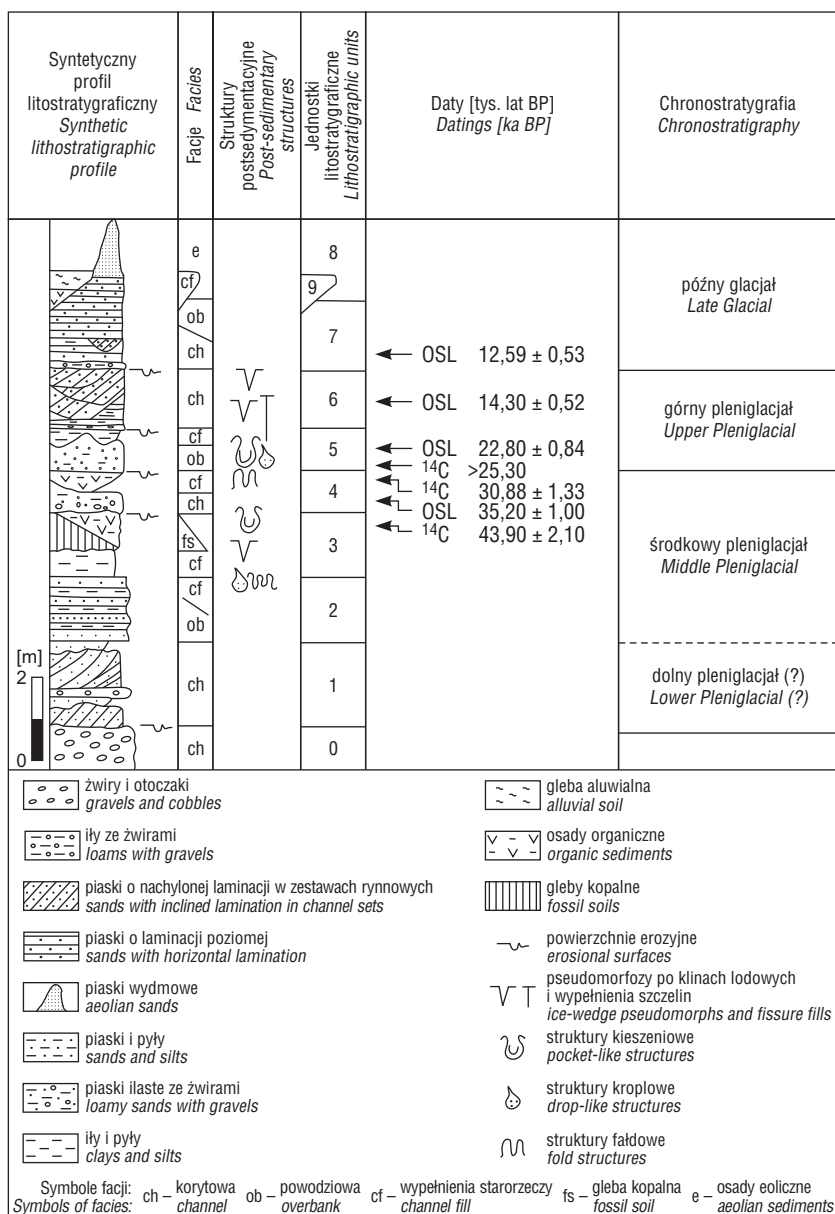
W zachodniej ścianie odsłonięcia pograży są widoczne w czarno-brunatnych pyłach ilastych (jedn. litostrat. 4 na ryc. 2) oraz w leżącym powyżej rytmicie warstwowanych piasków i szaro-niebieskich pyłów ilastych (ryc. 3E). Górna część rytmu jest ścięta powierzchnią erozyjną, ponad którą są widoczne dwa zestawy warstwowanych piasków oddzielone brukiem korytowym (jedn. litostrat. 6 i 7 na ryc. 2). W północnej części ściany jest widoczna wielkoskalowa struktura kropłowa z szeroką szyją. Przerwała ona w tym miejscu ciągłość rytmu i graniczy z pyłami ilastymi. Struktura ta jest zbudowana z piasków i piasków pylistych pochodzących z nadległych osadów korytowych (ryc. 3E). W jej osiowej części są widoczne piaski pyliste. Dolną część odsłonięcia budują pyły ilaste zdeformowane fałdowo (ryc. 3E). Geneza struktur fałdowych będzie przedmiotem odrębnego opracowania.

We wschodniej ścianie odsłonięcia piaszczyste, wielkoskalowe pograży kropłowe i kieszeniowe są włożone w sfałdowane czarne pyły ilaste, podobnie jak w ścianie zachodniej (ryc. 3F). Szerokość struktur wynosi ok. 50 cm, zaś głębokość 50–70 cm. Struktury kropłowe są połączone z warstwą piasków wąskimi szyjami. W osadach pyłowo-ilastych są widoczne ponadto struktury kieszeniowe oraz niewielkie, koliste, izolowane struktury piaszczyste. Pograży kieszeniowe są zbudowane z drobnoziarnistych piasków homogenicznych.

UWARUNKOWANIA TWORZENIA SIĘ I ROZWOJU POGRAŻÓW

Pograży w osadach Wisłoka są klasycznymi grawitacyjnymi zaburzeniami w układach warstw zróżnicowanych gęstościowo (osadach niestatecznie warstwowanych), zbudowanych z osadów serii *b* (nadległej) i serii *a* (podścielającej). Były one w równowadze dopóty, dopóki osady rytmu powodziowego lub pyły ilaste z substancją organiczną wytrzymały nacisk osadów nadległych. Nasuwa się zatem pytanie: co było przyczyną wytrącenia osadów z równowagi chwiejnej i zapoczątkowania procesu formowania się pograżów?

Proces pograżania osadów mógł być uruchomiony przez tzw. efekt spustowy (Gullentops & Paulissen, 1978). Trudno jednoznacznie ustalić, co było impulsem powodującym



Ryc. 2. Syntetyczny profil litologiczny i stratygrafia osadów terasy nadzalewowej Wisłoka ze zlodowacenia wisły

Fig. 2. Synthetic lithological section and stratigraphy of alluvial terrace sediments of the Wisłok River from the Weichselian Glaciation

utworzenie pograżów, gdyż czynnik sprawczy przeważnie nie ma bezpośredniego wpływu na wykształcenie osadów. Do nagłego uruchomienia procesu pograżania w osadach będących w równowadze chwiejnej mogło dojść pod wpływem różnych czynników: dodatkowego ciśnienia porowego wody w osadach podścielających (Vandenbergh, 1985, 2006; Harris i in., 2000), zmiany objętości osadów podścielających w wyniku dylatacji (rozluźnienia) i kontrakcji (zagęszczenia) lub odwrotnie (Sawicki & Świdziński, 2008) oraz zmian temperatury i ciśnienia w osadach (Pissart, 1970; van Huissteden i in., 2003).

Wyniki badań eksperymentalnych pokazują, że zawartość wody w osadach gwałtownie zwiększa się w czasie topnienia wieloletniej zmarzliny. Proces ten prowadzi do uplastycznienia lub upłynnienia osadów pyłowych lub ilastych, co umożliwia pograżanie się ciężkich nadległych piasków i plastyczną deformację osadów (Harris i in., 2000).



Ryc. 3. Podcięcie terasy nadzalewowej ze zlodowacenia wisły w odsłonięciu Czarna-Podbór oraz typy pograżów w analizowanych osadach: **A** – stanowisko badawcze Czarna-Podbór. Fot. J. Superson; **B** – pograży w górnej części rytmitu powodziowego w stanowisku Czarna-Podbór. Fot. J. Superson; **C** – struktury kroplowe i kieszeniowe w górnej części rytmitu powodziowego w stanowisku Czarna-Podbór. Fot. J. Superson; **D** – piaszczysta szyja pograżu, przebijająca oglejone osady w górnej części rytmitu powodziowego w stanowisku Czarna-Podbór. Fot. J. Superson; **E** – struktury kroplowe w zachodniej części odsłonięcia Łukawiec. Fot. P. Gębica; **F** – podłużny i poprzeczny przekrój przez struktury kroplowe we wschodniej ścianie odsłonięcia Łukawiec. Fot. J. Superson. Objasnienia symboli jak na ryc. 2

Fig. 3. Undercutting of alluvial terrace sediments from the Weichselian Glaciation at the Czarna-Podbór outcrop and types of load-cast structures in the sediments: **A** – Czarna-Podbór site. Photo by J. Superson; **B** – load-cast structures in the upper part of flood rhythmite at the Czarna-Podbór site. Photo by J. Superson; **C** – drop-like and pocket-like structures in the upper part of flood rhythmite at the Czarna-Podbór site. Photo by J. Superson; **D** – sandy neck of the load-cast structure cutting through the sediments in the upper part of flood rhythmite at the Czarna-Podbór site. Photo by J. Superson; **E** – drop-like structures in the western part of the Łukawiec outcrop. Photo by P. Gębica; **F** – horizontal and vertical intersection of drop-like structures in the eastern part of the Łukawiec outcrop. Photo by J. Superson. See Fig. 2 for explanations of symbols

Zatem utrata kontaktów międzyziarnowych w rytmicie i w mułkach organicznych w dolinie Wisłoka mogła nastąpić w wyniku nadkrytycznego ciśnienia porowego, spowodowanego topnieniem wieloletniej zmarzliny.

Nasuwa się jednak pytanie: czy struktury deformacyjne utworzyły się w wyniku szybkiego epizodu, czy też zostały wywołane przez cykliczne odmarzanie i zamarzanie warstwy

czynnej wieloletniej zmarzliny? Cechy oraz rozmieszczenie wielkoskalowych struktur kroplowych i kieszeniowych w pionowych profilach osadów wskazują na ich szybkie tworzenie się. W związku z tym należy wykluczyć topnienie wieloletniej zmarzliny jako czynnik spustowy tworzenia się pograżów, gdyż odmarzanie warstwy czynnej nie jest procesem szybkim i jednorazowym. Tezę tę potwierdzają

badania Gullentopsa i Paulissena (1978), którzy uważają, że proces formowania pogrązków nie potrzebuje *a priori* występowania zmarzliny ani aktywnej warstwy gruntu. Także zdaniem Van Vliet-Lanoë i in. (2004) wyniki badań eksperymentalnych nie zawsze wskazują na peryglacialne pochodzenie pogrązków.

Osady ulegają częstym zmianom objętościowym; od dylatacji (rozluźnienie) do kontraktacji (zagęszczenie) i odwrotnie (Sawicki & Świdziński 2008). Ilasto-pylaste osady terasy Wisłoka mogły zwiększać swoją objętość w wyniku pęcznienia minerałów ilastych. Jednak bardziej wiarygodnym czynnikiem spustowym deformacji były zmiany objętości osadów w wyniku przechodzenia przez nie fal sejsmicznych. Drgania i wibracje gruntu naruszały strukturę triksotropową ilastego składnika gruntu, powodując jego uplastycznienie lub upłynnienie, a tym samym utratę kontaktów międzyziarnowych. Na taki czynnik spustowy zapoczątkowujący tworzenie się pogrązków wskazują także struktury fałdowe w osadach ilasto-pylastych udokumentowane w innych odsłonięciach w okolicach Rzeszowa w Rynnie Podkarpackiej. Podobne struktury, występujące na dużych obszarach oraz między osadami niezdeformowanymi, są interpretowane jako sejsmity (Bhattacharya & Bandyopadhyay, 1998; Rodriguez-Pascua i in., 2000; Bowman i in., 2004; Mazumder i in., 2006; Neuwerth i in., 2006).

Tworzenie się pogrązków w bardzo krótkim czasie zaobserwowano współcześnie, bezpośrednio po odprowadzeniu wody ze sztucznego zbiornika wodnego na Kwisie (wiadomość ustna – dr J. Badura). Zapoczątkowanie tego procesu mogło być uwarunkowane tylko zmianami temperatury i ciśnienia w osadach. Odnosząc te obserwacje do analizowanych struktur, należy uznać, że zmiany temperatury i ciśnienia w aluwjach doliny Wisłoka mogły być czynnikiem spustowym powstawania pogrązków. Przykrycie osadów pylastych i ilastych przez warstwę piasków zapewne zmieniło temperaturę i ciśnienie w osadzie.

Na przebieg procesu pogrążania miała wpływ ucieczka wody z osadów (Vandenbergh, 1988; Trincardi i in., 2004; Moretti & Sabato, 2007). Podstawa form kieszeniowych i kropłowych występuje bowiem na różnych głębokościach i nie wykazuje związku z litologią osadów. W stanowisku Łukawiec pogrąży kropłowe w rytmicie piaszczysto-pyłowym mają swoją podstawę na stropie niżej leżących ilastych pyłów organicznych. Natomiast tam, gdzie rytmic został w części lub całkowicie zerodowany, struktury takie występują w całości w ilastych pyłach organicznych. W tym przypadku rozwój struktur został wstrzymany na skutek odwodnienia osadu. W wyniku tego procesu w osadzie utrwalił się chwilowy stan rozwojowy struktur. Jak podkreślają Anketell i in. (1970), tworzą się wówczas pogrąży pozornie różnorodne pod względem kształtu. Wymienieni autorzy uważają, że rzadko się zdarza, aby warstwy osadów w układach nieruchomych zamieniły się miejscami całkowicie.

Różna wielkość i nieregularny kształt pogrązków w analizowanych odsłonięciach są zależne od litologii i własności fizycznych osadów. Pogrąży o małych średnicach są związane z piaszczystymi warstwami rytmitu powodziowego, natomiast wielkoskalowe pogrąży – z mięszką serią piasków korytowych. Fakt ten potwierdza tezę Cegły i Dżułyńskiego (1970), że wielkość pogrązków kieszeniowych i kro-

plowych jest wprost proporcjonalna do miąższości warstw *b* i *a*. Wielkoskalowe piaszczyste struktury kropłowe (do 12 m) tworzą się szczególnie w osadach organicznych (Eissmann, 1994). Również w dolinie Wisłoka największe rozmiary (70 cm) mają pogrąży kropłowe w pyłach ilastych z substancją organiczną.

WNIOSKI

Analiza wielkości, kształtu i rozprzestrzenienia struktur pogrążowych w osadach rzecznych nadzalewowej terasy Wisłoka prowadzi do kilku wniosków:

1. Warunkiem powstania pogrązków w osadach plejstoceńskich Rynny Podkarpackiej był odpowiedni układ warstw zróżnicowanych gęstościowo, zbudowanych z piaszczystych osadów serii *b* (nadległej) i pylasto-ilastej serii *a* (podścielającej).

2. Czynnikiem spustowym zapoczątkowującym proces tworzenia się pogrązków były wstrząsy gruntu spowodowane impulsem tektonicznym. Pogrąży piaszczyste o różnej wielkości i różnym kształcie utworzyły się w pyłach ilastych i pyłowo-piaszczystym rytmicie powodziowym w wyniku naruszenia lub zniszczenia tiksotropowej struktury tych osadów.

3. Różnice w wielkości i kształcie pogrązków oraz ich skomplikowana budowa wewnętrzna wynikają z:

- różnego sposobu odwodnienia osadów,
- lokalnie niejednorodnych cech teksturalnych osadów i związanych z nimi porowatości i przepuszczalności,
- różnego stopnia upłynnienia/uplastycznienia osadów ilastych,
- różnej lepkości kinematycznej warstw osadów.

4. Potwierdzono tezę Cegły i Dżułyńskiego (1970), że wielkość pogrązków kieszeniowych i kropłowych jest wprost proporcjonalna do miąższości warstw *b* i *a*.

Autorzy składają podziękowania prof. dr. hab. P. Roniewiczowi i Anonimowemu Recenzentowi za trud włożony w recenzję artykułu oraz za wiele konstruktywnych uwag odnośnie wstępnej jego wersji.

LITERATURA

- ALLEN J.R.L. & BANKS N.L. 1972 – An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257–283.
- ANKETELL J.M., CEGŁA J. & DŻUŁYŃSKI S. 1970 – On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 40: 3–30.
- BHATTACHARYA H.N. & BANDYOPADHYAY S. 1998 – Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singbhum, Bihar, India. *Sediment. Geol.*, 119: 239–252.
- BOSWELL P.G.H. 1949 – A preliminary examination of the thixotropy of some sedimentary rocks. *Quart. J. Geol. Soc.*, 104: 499–526.
- BOWMAN D., KORJENKOV A. & PORAT N. 2004 – Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sediment. Geol.*, 163: 211–228.
- BRODZIKOWSKI K. 1981 – Dilatancy and the course of the deformational process in unconsolidated sediments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 83–98.
- BUŁA Z., ŻABA J. & HABRYN R. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i małopolski). *Prz. Geol.*, 56: 912–920.
- BUTRYM J., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S. & NAKONIECZNY S. 1964 – New interpretation of „periglacial” structures. *Folia Quatern.*, 17: 1–34.

- CEGŁA J. & DŻUŁYŃSKI S. 1970 – Układy niestatecznie warstwiane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Univ. Wratisl.*, 124: 17–40.
- DASGUPTA P. 2008 – Experimental decipherment of the soft-sediment deformation observed in the upper part of the Talchir Formation (Lower Permian), Jharia Basin, India. *Sediment. Geol.*, 205: 100–110.
- DECKER K., NEŚCIERUK P., REITER F., RUBINKIEWICZ J., RYŁKO W. & TOKARSKI A.K. 1997 – Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. *Prz. Geol.*, 45: 1070–1071.
- DŻUŁYŃSKI S. 1963 – Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 11: 145–150.
- DŻUŁYŃSKI S. 1965 – Experiments on clastic wedges. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 13: 301–304.
- DŻUŁYŃSKI S. 1966 – O strukturach sedimentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36: 3–21.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1966 – Experiments on bedding disturbances produced by the impact of heavy suspensions upon horizontal sedimentary layers. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 14: 227–230.
- DŻUŁYŃSKI S. & SIMPSON F. 1966 – Experiments on interfacial current markings. *Estratto da Geol. Rom.*, 5: 197–214.
- DŻUŁYŃSKI S. & SMITH A.J. 1963 – Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. *J. Sed. Petrol.*, 33: 616–627.
- DŻUŁYŃSKI S. & WALTON E.K. 1963 – Experimental production of sole markings. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 19: 279–305.
- EISSMANN L. 1994 – Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). *Altenbg. Nat. wiss. Forsch.*, 7: 55–135.
- GĘBICA P. 2004 – Przebieg akumulacji rzecznej w górnym wistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagospod. PAN*, 193: 1–229.
- GĘBICA P. 2006 – Rzeźba i osady wistuliańskie w dolinie Wisłoka (Rywna Podkarpacka). *Pr. Kom. Paleogeogr. Czwartorz. PAU*, 4: 15–21.
- GĘBICA P. & SUPERSON J. 2003 – Vistulian and Holocene evolution of the Wisłok river in the northern margin of the Sub-Carpathian Trough. [W:] Kotarba A. (red.) *Holocene and Late Vistulian paleogeography and paleohydrology*. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagospod. PAN*, 189: 209–223.
- GULLENTOPS F. & PAULISSEN E. 1978 – The drop soil of the Eisdien type. *Biul. Peryglac.*, 27: 105–115.
- HARRIS CH., MURTON J. & DAVIES M.C.R. 2000 – Soft-sediment deformation during thawing of ice-rich frozen soils: results of scaled centrifuge modelling experiments. *Sedimentology*, 47: 687–700.
- HUISTEDEN K. VAN, VANDENBERGHE J. & POLLARD D. 2003 – Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during Marine Oxygen Isotope Stage 3 compared with climate model results. *J. Quatern. Sci.*, 18: 453–464.
- JAHN A. 1957 – Przyczynki do znajomości teras karpackich. *Czas. Geogr.*, 28: 171–185.
- JONES A.P. & OMOTO K. 2000 – Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47: 1211–1226.
- KINDLE E.M. 1917 – Diagnostic characteristics of marine clastics. *Bull. Geol. Soc. America*, 28: 905–916.
- KUENAN P.H. 1958 – Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23: 1–28.
- LOWE D.R. 1975 – Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157–204.
- LOWE D.R. 1976 – Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23: 285–308.
- MAZUMDER R., LOON A.J. (TOM) VAN & ARIMA M. 2006 – Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites. *Sediment. Geol.*, 186: 19–26.
- MAZZOLI S., JANKOWSKI L., SZANIAWSKI R. & ZATTIN M. 2010 – Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *Compt. Rend. Geosci.*, 342: 162–169.
- MCKEE E.D. & GOLDBERG M. 1969 – Experiments on formation of contorted structures in mud. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 231–244.
- MORETTI M., ALFARO P., CASELLES O. & CANAS J.A. 1999 – Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304: 369–383.
- MORETTI M. & SABATO L. 2007 – Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sediment. Geol.*, 196: 31–45.
- NEUWERTH R., SUTER F., GUZMAN C.A. & GORIN G.E. 2006 – Soft-sediment deformation in a tectonically active area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sediment. Geol.*, 186: 67–88.
- PISSART A. 1970 – Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures péryglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 93: 7–49.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – orogenezem przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38: 1–9.
- RAMBERG H. 1955 – Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.*, 63: 512–526.
- RODRIGUEZ-PASCUA M.A., CALVO J.P., DE VICENTE G. & GÓMEZ-GRAS D. 2000 – Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sediment. Geol.*, 135: 117–135.
- ROURE F., ROCA E. & SASSI W. 1993 – The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sediment. Geol.*, 86: 177–201.
- SAWICKI A. & ŚWIDZIŃSKI W. 2008 – Problem obciążenia i odciążenia w mechanice gruntów. *Czas. Techn.*, 20: 93–106.
- SELLEY R.C. & SHEARMAN D.J. 1962 – The experimental production of sedimentary structures in quicksands. *Proc. Geol. Soc. London*, 1599: 101–102.
- SHAW E.W. 1913 – The mud lumps at the mouths of the Mississippi. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 85B: 22.
- SMITH B. 1916 – Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geol. Mag.*, 53: 146–156.
- STARKEŁ L. 1972 – Karpaty Zewnętrzne. Kotlina Sandomierska. [W:] Klimaszewski M. (red.) *Geomorfologia Polski*. Polska Południowa, 1: 52–115, 138–166.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & RIDENTE D. 2004 – Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the Late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea. *Mar. Geol.*, 213: 91–119.
- UCHMAN A., MALATA E., OLSZEWSKA B. & OSZCZYPKO N. 2006 – Paleobatymetria basenów Karpat zewnętrznych. [W:] Oszczytko i in. (red.) *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. *Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków*: 85–102.
- VANDENBERGHE J. 1985 – Palaeoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region. *Quat. Res.*, 24: 23–38.
- VANDENBERGHE J. 1988 – Cryoturbations. [W:] Clark M.J. (red.) *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley & Sons, Chichester: 179–198.
- VANDENBERGHE J. 2006 – Cryoturbation structures. [W:] Elias S.A. (red.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam: 2147–2153.
- VAN VLIET-LANOË B., MAGYARI A. & MEILLIEZ F. 2004 – Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of Quaternary continental deposits in Europe. *Global Planet. Change*, 43: 103–127.
- WOIŃSKI J. 1994 – Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Rzeszów, A – mapa utworów powierzchniowych. PAE, Warszawa.
- ŻABA J. 1995 – Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, 43: 838–842.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIAŚ M., MENČIK E. & STRANIK Z. 1989 – Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland, 1 : 500 000. [W:] Poprawa D. & Nemčok J. (red.) *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Praca wpłynęła do redakcji 6.07.2011 r.
Po recenzji akceptowano do druku 17.11.2012 r.