

Rola osadów spływowych w interpretacjach paleogeograficznych

Małgorzata Pisarska-Jamroży*

Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Instytut Geografii, ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz

Zidentyfikowanie rodzaju debrytu (osadu pochodzenia spływowego), a tym samym ustalenie mechanizmu jego depozycji, może posłużyć do określenia położenia kopalnego czoła lądolodu w stosunku do depozycji debrytu. Powszechnie w strefach glacialnych występują spływy: kohezyjne (ang. *debris flow*), ziarnowe (ang. *grain flow*) i pośrednie pomiędzy spływem kohezyjnym i ziarnowym (ang. *density-modified grain flow*). Rodzaj mechanizmu spływowego zależy zarówno od ilości, jak i jakości materiału przykrywającego powierzchnię lądolodu. Oba te czynniki decydują o zróżnicowaniu tempa topnienia lodu, co z kolei wpływa na nieco inny mechanizm spływu materiału supraglacialnego na przedpolu lądolodu.

Na podstawie przeanalizowanej literatury wytypowano cechy genetyczne identyfikujące poszczególne typy debrytów.

Spływ kohezyjny

Najęstszą odmianą spływów mas jest spływ kohezyjny charakteryzujący się: szerokim spektrum wielkości ziaren od frakcji pyłowo-iłowej po żwiry i głazy, rozproszonym szkieletem ziarnowym oraz strukturą masywną (Sharp, Nobles 1953, Scott 1971, Nemeč, Steel 1984). Zawartość frakcji pyłowo-iłowej w typowym spływie kohezyjnym wynosić powinna generalnie powyżej 3–5% obj. W przypadku spływu kohezyjnego (czyli takiego, w którym dominuje płyniecie laminarne, a nasycenie wodą jest niewielkie) dominują siły kohezji i wyporności matriks, które powodują unoszenie i podtrzymywanie w ruchu większych klastów. Cechami wskaźnikowymi spływu kohezyjnego są także: słabe wysortowanie osadu

(Harvey 1984) oraz obecność pozytywnej korelacji pomiędzy wielkością ziarna a miąższością ławic (Nemeč, Steel 1984, Costa 1988). W wyniku depozycji subaeralnego spływu kohezyjnego powstaje najczęściej normalne uziarnienie frakcjonalne (Nemeč, Steel 1984), ale niektóre osady spływów kohezyjnych charakteryzują się słabo zaznaczonym odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Kolejną cechą osadów pochodzących ze spływów kohezyjnych są lateralne przejścia od rozproszonego do zwartego szkieletu ziarnowego (Johnson, Rodine 1984, Costa 1988). Spąg ławicy osadu deponowanego ze spływu kohezyjnego zazwyczaj nie jest erozyjny, ale zdeformowany, choć lokalnie może wystąpić powierzchnia erozyjna (Takahashi 1981, Nemeč, Steel 1984). Ponadto w debrytach pochodzenia kohezyjnego występują dość powszechnie deformacje w postaci fałdów spływowych (Johnson, Rodine 1984, Nemeč 1990, Blair, McPherson 1994, Collinson 1996).

Spływ ziarnowy

Osady spływów ziarnowych charakteryzuje niewielki udział frakcji pyłowo-iłowej (0,5%). Spływ ziarnowy cechuje znaczne upłynnienie (>25% wody) oraz względnie mała gęstość i mała odporność na deformacje (Lawson 1979). W spływie ziarnowym ziarna transportowane są dzięki międzyziarnowemu ciśnieniu rozpraszającemu (ang. *dispersive grain pressure*), powstającemu podczas szybkiego przemieszczania mieszaniny piasku i wody. Na depozycję ze spływu ziarnowego (ang. *grain flow*) wskazuje zawartość frakcji pyłowo-iłowej poniżej 2% obj. (Hampton 1975), taflowy pokrój ławic oraz miąższość ławic od kilku do kilkunastu centymetrów. Nie-

* e-mail: pisanka@ukw.edu.pl

wielka miąższość osadów zdeponowanych ze spływu ziarnowego spowodowana jest bardzo małą krytyczną wytrzymałością mieszaniny piasku i wody, która rozplywa się swobodnie na boki.

Spływ pośredni pomiędzy spływem kohezyjnym i ziarnowym

Spływ pośredni ma cechy pośrednie pomiędzy spływem kohezyjnym i ziarnowym (Lowe 1982); prowadzi do depozycji osadu charakteryzującego się: obecnością frakcji żwiru gruboziarnistego i głazów, rozproszonym szkieletem ziarnowym, strukturą masywną, słabym wysortowaniem osadu oraz bimodalnym rozkładem uziarnienia (Krumbein 1942, Sharp, Nobles 1953, Scott 1971, Harvey 1984). Transport większych ziaren w spływie pośrednim możliwy jest dzięki stosunkowo dużej zawartości wody. Przy znacznej ilości wody grube ziarna mogą być unoszone w spływie poprzez: siłę wyporu uwodnionej matriks, ruch wody porowej, międzyziarnowemu ciśnieniu rozpraszającemu, a także turbulencji.

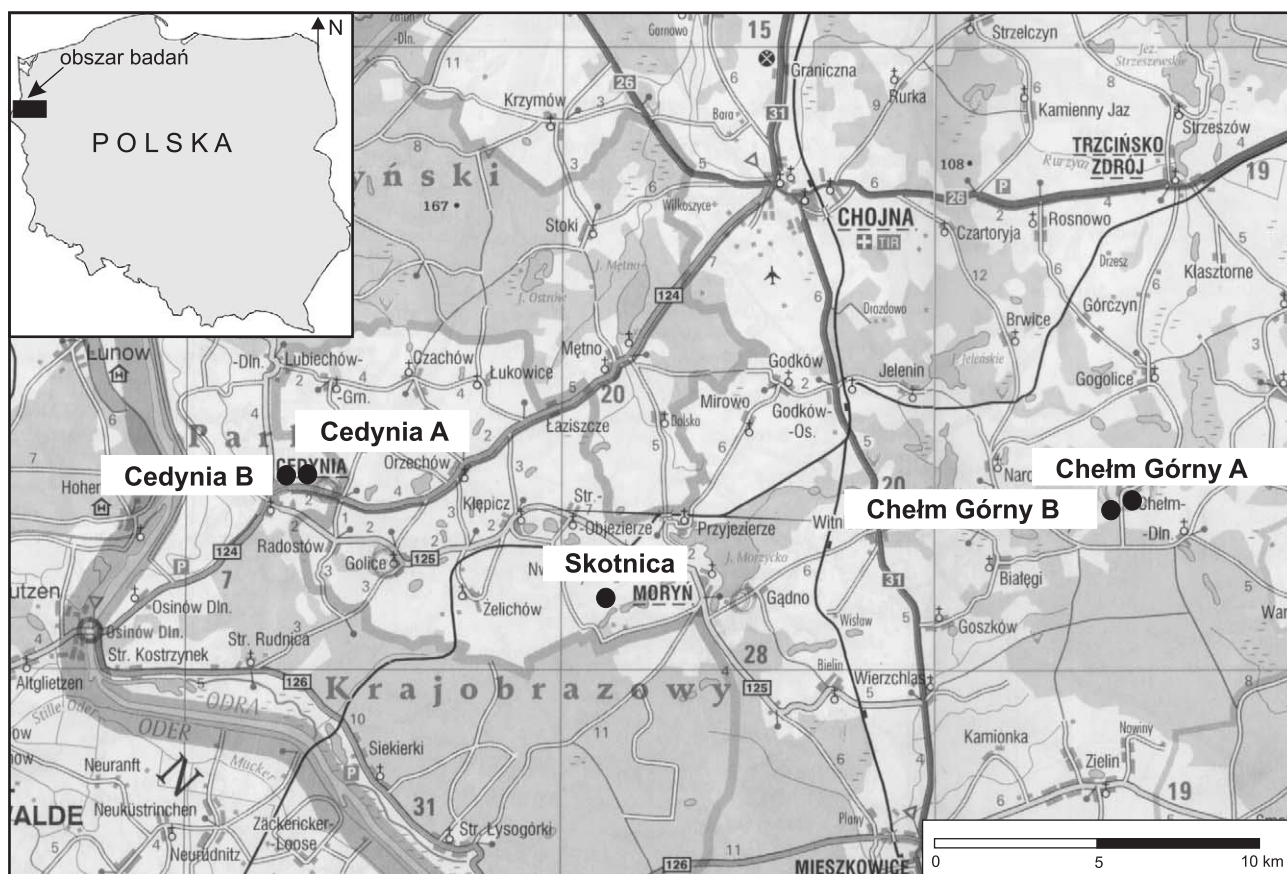
W celu określenia zależności pomiędzy teksturalno-strukturalnymi cechami debrytu a rodzajem spływu mas, który doprowadził do jego depozycji, prześledzono debryty znajdujące się w strefie glacialmarginalnej zlodowacenia wisły na obszarze Pomo-

Tabela 1. Oznaczenia kodu litofacjalnego (Miall, 1977, Krüger i Kjær, 1999)

Tekstura	
S	piasek
D	diamikton
struktura	
m	masywna
tekstura matriks	
C	matriks gruboziarnista, piaszczysto-żwirowa
M	matriks średnioziarnista, pyłowo-piaszczysta
tekstura szkieletu ziarnowego	
(m ₁)	rozproszony szkielet ziarnowy, mała zawartość klastów
(m ₂)	rozproszony szkielet ziarnowy, średnia zawartość klastów
(m ₃)	rozproszony szkielet ziarnowy, duża zawartość klastów

rza Zachodniego (ryc. 1). Zidentyfikowano pięć litofacji zdeponowanych ze spływów grawitacyjnych (tab. 1) i oznaczono je wg kodu Krüger i Kjær (1999) oraz Mialla (1977):

- diamikton DmC(m₂) powstały w efekcie depozycji ze spływu kohezyjnego w stanowisku Chełm



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych

Tabela 2. Zestawienie cech litologicznych litofacji powstałych w wyniku spływów: kohezyjnego, pośredniego pomiędzy kohezyjnym i ziarnowym oraz ziarnowego

Cechy teksturalno-strukturalne	Spływ kohezyjny	Spływ pośredni pomiędzy kohezyjnym i ziarnowym	Spływ ziarnowy
pokrój	językowy	językowy	taflowy
miąższość	0,2–7 m	2–3 m	kilka cm–0,7 m
charakter powierzchni spągowej	deformacyjny	brak danych	ostry, erozyjny
uziarnienie szkieletu ziarnowego*	żs, żg, g	żg, żs, g	pś (p/i 0,5% obj.)
uziarnienie matriks* (zawartość frakcji p/i)	pd (p/i 2–14% obj.)	pś, pg, pd (p/i 2–5% obj.)	
obecność megaklastów	powszechna	brak	brak
rodzaj szkieletu ziarnowego	rozproszony/w zgrupowaniach zwarty	zwarty/ lokalnie rozproszony	brak
uziarnienie frakcjonalne	brak/odwrócone w spągu, normalne w stropie	brak	odwrócone
struktura depozycyjna	masywna	masywna	masywna
deformacje	obecne	brak	brak

*p/i – frakcja pyłowo-iłowa, pd – piasek drobnoziarnisty, pś – piasek średnioziarnisty, pg – piasek gruboziarnisty, żs – żwir średnioziarnisty, żg – żwir gruboziarnisty, g – frakcja gładowa

Górny A, znajdującym się na stożku przejściowym (Pisarska-Jamroży 2006, 2008),

- diamikton DmM(m₃) powstały w efekcie depozycji ze spływu kohezyjnego w stanowisku Chełm Górny B, znajdującym się na stożku przejściowym,
- diamikton DmM(m₁) powstały w efekcie depozycji ze spływu kohezyjnego w stanowisku Cedynia A, znajdującym się na stożku glacialmarginalnym,
- diamikton DmC(m₂) powstały w efekcie depozycji ze spływu pośredniego pomiędzy kohezyjnym i ziarnowym w stanowisku Cedynia B, znajdującym się na stożku glacialmarginalnym,
- piasek masywny Sm powstały w efekcie depozycji ze spływu ziarnowego w stanowisku Skotnica, znajdującym się na stożku glacialmarginalnym.

Pleystocenijskie osady spływowe

Na podstawie debrytów przeanalizowanych na obszarze Pomorza Zachodniego możliwe było wytypowanie cech szczególnie istotnych przy identyfikacji osadów pochodzących z depozycji konkretnego spływu (tab. 2). Debryty powstałe w efekcie depozycji subaeralnych spływów kohezyjnych – DmC(m₃), DmM(m₃) i DmM(m₁) – występowały w najbardziej przylodowcowej strefie. Debryt DmM(m₃) został zdeponowany w wyniku spływu najbardziej gęstego, a debryt DmC(m₃) powstał w wyniku spływu o najmniejszej gęstości, a zarazem udział ośrodka wodnego w czasie jego depozycji był największy. Stopień uwodnienia decydował także o tempie przemieszcza-

nia spływów oraz o ich zasięgu. Tempo i zasięg przemieszczania były największe w przypadku debrytu DmC(m₃), a najmniejsze w DmM(m₃). Głównymi siłami unoszącymi ziarna w analizowanych spływach były przede wszystkim: kohezja i wyporność matriks.

Debryt deponowany w efekcie spływu pośredniego pomiędzy kohezyjnym i ziarnowym DmC(m₂) zdeponowany został nieco dalej na przedpolu lądolodu. Transport i depozycja analizowanego osadu (zawierającego ziarna żwiru i gładów) możliwe były dzięki znacznej ilości wody, a pośrednio dzięki sile wyporu uwodnionej matriks, ruchowi wody porowej, międzyziarnowemu ciśnieniu rozpraszającemu i turbulencji wodnej.

Litofacja piasku masywnego Sm, deponowanego ze spływu ziarnowego, sedymentowana była najdalej od czoła lądolodu. Główną siłą unoszącą ziarna w spływie była turbulencja, która rozwinęła się w ośrodku mocno nawodnionym.

Przestrzenne rozmieszczenie osadów deponowanych w wyniku różnego rodzaju spływów od kohezyjnych poprzez pośrednie po ziarnowe wskazuje, że cechy litologiczne debrytów mogą być dobrym narzędziem sedymentologicznym do określenia lokalizacji kopalnego czoła lądolodu.

Literatura

- Benn D.I., Evans D.J.A. 1998. Glaciers and glaciation. Arnold, London.
- Blair T.C., McPherson J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from river based on mor-

- phology, hydraulic processes, sedimentary processes, and their facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64A: 450–489.
- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. [W:] H.G. Reading (red.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, s. 37–82.
- Costa J.E. 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. [W:] V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (red.), *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, s. 113–122.
- Hampton M.A. 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 834–844.
- Harvey A.M. 1984. Debris flow and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan morphology. [W:] E.H. Koster, R.J. Steel (red.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 123–132.
- Johnson A.M., Rodine J.R. 1984. Debris flow. [W:] D. Brundsen, D.B. Prior (red.), *Slope Instability*. Wiley, Chichester, s. 257–361.
- Krüger J., Kjær K. 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamictis and associated sediments-with examples from Greenland, Iceland and Denmark. *Boreas*, 28: 386–402.
- Krumbein W.C. 1942. Physical and chemical changes in sediments after deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 12: 111–117.
- Lawson D.E. 1979. Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report*, s. 79–90.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279–297.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1–62.
- Nemec W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slope. [W:] A. Colella, D.B. Prior (red.), *Coarse-grained deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication Memoir, 10: 29–73.
- Nemec W., Steel R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. [W:] E.H. Koster, R.J. Steel (red.), *Sedimentology of gravel and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 1–31.
- Pisarska-Jamroży M. 2006. Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. *Boreas*, 35: 126–141.
- Pisarska-Jamroży M. 2008. Mechanizmy depozycji w strefie glaciomarginalnej zlodowacenia Wisły. Studium sedimentologiczne z Pomorza Zachodniego i Jutlandii. Wydawnictwo UKW, Bydgoszcz.
- Scott K.M. 1971. Origin and sedimentology of 1969 debris flow near Glendora, California. *US Geological Survey Professional Paper*, 750C: 242–247.
- Sharp R.P., Nobles L.H. 1953. Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 547–560.
- Takahashi T. 1981. Debris flow. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13: 57–77.