

**Katarzyna Greń**

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

Zakład Geomorfologii

e-mail: katarzyna\_gren@wp.pl

**WPLYW ŚRODOWISKA GLACJALNEGO NA OBRÓBKĘ ZIAREN  
OSADÓW GRUBOKLASTYCZNYCH BUDUJĄCYCH MORENY  
CZOŁOWE NA PRZYKŁADZIE LODOWCA WALDEMARA  
(NW SPITSBERGEN)**

**Influence of glacial environment for the roundness and shape of coarse-grained sediments of terminal moraines: an example of Waldemar Glacier (NW Spitsbergen)**

**Słowa kluczowe:** transport aktywny i pasywny żwirów i głazów, kształt i obtoczenie ziaren, lodowiec Waldemara, Spitsbergen

**Key words:** active and passive transport of gravels and boulders, grain shape and roundness, Waldemar Glacier, Spitsbergen

**WPROWADZENIE**

Osady frakcji żwirowej i głazowej w różnych środowiskach sedymentacyjnych nabywają cech morfologicznych charakterystycznych dla tych środowisk. Związane jest to z charakterem procesów erozji, transportu i akumulacji, jakie mają miejsce w danym środowisku. Analiza materiału skalnego pozwala na zgromadzenie wielu informacji o historii modelowania ziaren od czasu, gdy zostały one włączone do transportu do momentu ich depozycji. Prawidłową klasyfikację osadów może utrudnić to, iż ziarna transportowane w jednym środowisku mogą być źródłowe dla środowiska innego rodzaju. Analiza cech teksturalnych osadów glacialnych, jest szczególnie ważna, ponieważ pozwala na rozróżnienie materiału transportowanego subglacialnie (aktywnie) od materiału transportowanego supra- i inglacialnie (pasywnie) (Benn, Evans 1998). Badania przeprowadzone na Równinie Kaffiøyra miały na celu określenie procesów oraz prawdopodobnej długości transportu glacialnego jakim podlegały osady lodowca Waldemara. Wiele publikacji porusza zagadnienia cech teksturalnych osadów glacialnych. Badania takie przeprowadzono między innymi w Norwegii (Boulton 1970, Ballantyne 1982, Olsen 1983, Benn 1994), na Svalbardzie (Olszewski, Szupryczyński 1985, Bennet i in. 1999), na Islandii (Boulton 1978, Krüger 1984, Kjær 1999, Spedding, Evans 2002), na

Grenlandii (Adam, Knight 2003), w Lesotho (Mills, Grab 2004), w Nepalu (Benn, Owen 2002, Hambrey i in. 2008), na Nowej Zelandii (Hambrey, Ehrmann 2004, Evans i in. 2010), w Chile (Glasser, Hambrey 2002) czy na Antarktydzie (Nelson i in. 2009). Publikacje związane z badaniami zależności zmian cech teksturalnych osadów od długości transportu glacialnego bazują zazwyczaj na analizach dwóch parametrów: współczynnika kształtu  $C_{40}$  oraz wskaźnika RA (Benn i Ballantyne 1994). Jest wiele metod badań stopnia obtoczenia, jak: 6-stopniowa klasyfikacja M.C. Powersa (1953) (z uwzględnieniem kształtu ziarna) czy uproszczona 4-stopniowa klasyfikacja Olszewskiego (1974) (Mycielska-Dowgiąłło 1995).

W interpretacji obróbki ziaren osadów lodowca Waldemara wykorzystano analizę zmian wartości wskaźników:  $C_{40}$ , RA, zawartości ziaren obtoczonych wg A. Olszewskiego (1974). Dodatkowo rozpatrywano graficzne przedstawienia ww. wskaźników, czyli diagramy zależności wskaźników  $C_{40}$  i RA (*co-variance analysis*) (Benn 1992) oraz diagram zależności wskaźników MR i Cr (Olsen 1982), pozwalające na określenie typów genetycznych osadów. Zmiany cech teksturalnych osadów w zależności od przebytego dystansu są efektem kombinacji procesów działających na ziarna w czasie transportu glacialnego. Proces kruszenia powoduje zmiany wielkości ziarna oraz klasy obtoczenia z grubszej na drobniejszą frakcję (poprzez pękanie). Ziarno mające świeże powierzchnie przełamu (kanciaste) jest bardziej podatne na procesy abrazji (szlifowania i wygładzania). Procesy kruszenia i abrazji wzajemnie na siebie oddziałują. Ziarna kanciaste poprzez abrazję stają się bardziej obtoczone, po czym poprzez kruszenie następuje pękanie i ziarno znów przybiera formy bardziej kanciaste.

## CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Lodowiec Waldemara (ryc. 1) to lodowiec dolinny typu alpejskiego o powierzchni 2,47 km<sup>2</sup>, położony w zachodniej części wyspy Spitsbergen w archipelagu Svalbard (Klimaszewski 1960, Lankauf 2000, Sobota 2013). Lodowiec ten ograniczony jest od wschodu i północy grzbietem Prins Heinrichfjella, od południa zmutonizowanym grzbietem Gråfjellet, oddzielającym go od lodowca Ireny (Klimaszewski 1960). Pole firnowe lodowca Waldemara znajduje się w typowym cyrku lodowcowym mającym ok. 1000 m długości i 600 m szerokości, który ograniczają grzbiety górskie Prins Heinrichfjella i Kristi'nefjella. Dłuższa oś pola firnowego skierowana jest na WNW, zaś jezor płynie w kierunku W i SW. W czasie Małej Epoki Lodowej (XVIII i XIX w.) jezor lodowca miał prawie 3 km długości i 1,5 km szerokości (Lankauf 2002). Obecnie lodowiec Waldemara jest rozdzielony moreną środkową na dwie odrębne części: główną (północna) i zamierającą (południowa). Wody z pola firnowego wpływają w głąb lodowca szczelinami poprzecznymi widocznymi na jego powierzchni w sezonie ablacyjnym. Mają one szerokość do około jednego metra (ich głębokość jest nieznana) i są zorientowane NE-SW (Lankauf 2002). Liczne rzeki supraglacialne w czołowej partii lodowca są płytkie,

a tylko kilka z nich ma koryta o głębokości większej niż 1 m. Lodowiec Waldemara posiada złożony ustrój termiczny (reżim subpolarny). Prawdopodobnie 2/3 masy lodowca Waldemara stanowi lód ciepły, natomiast jego południowa część i czoło jest lodowcem zimnym (Lankauf 2002). Główna część lodowca zawiera stosunkowo mało materiału skalnego. Jej ilość wzrasta w niektórych partiach czoła.

### RECESJA LODOWCA

Jak wynika z badań Lankaufa (2002) oraz Soboty (2013) czoło lodowca Waldemara cofnęło się o ponad 760 metrów od początku XX wieku do 2010 roku, tracąc 16% swojej długości. Przyjmuje się, że faza recesji rozpoczęła się około 1909 roku, kiedy to przez 27 lat lodowiec utracił 4% ze swojej maksymalnej powierzchni z okresu Małej Epoki Lodowej (z końca XIX w.). Od XIX w. do roku 2010 powierzchnia lodowca zmniejszyła się o ponad 1 km<sup>2</sup> (29,2%). Średnie tempo recesji wynosiło 6,81 m/rok (Lankauf 2002). W latach 1995 – 2000 tempo recesji było większe od średniego i wynosiło ok. 10 m rocznie, a w latach 2000 – 2009 aż 11 m/rok (Sobota, Lankauf 2010). W 2000 roku zaobserwowano spłynięcie jeziora w południowej części lodowca, powstałego pomiędzy 1990 a 1995 rokiem (Lankauf 2002).

### RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ

Dolina lodowcowa lodowca Waldemara ograniczona jest od północy grzbietami górskimi. Na zboczach doliny lodowcowej tworzą się liczne stożki usypiskowe (będące źródłem materiału morenowego), po których schodzą lawiny kształtując u podnóża wały niwalne (ryc. 1). Od zachodu przedpole wyraźnym załomem graniczy z dawnymi, izostatycznie wyniesionymi terasami morskimi, w których wykształcił się stożek rzeki Waldemara. Aktywna i pasywna część lodowca dzieli strefę marginalną na dwie części o odmiennych zespołach form i osadów (Jaworski, Weckwerth 2004). W środkowej partii przedpola dominują moreny czołowe oraz subsekwentny odpływ marginalny. Wyraźna strefowość związana jest z etapową recesją lodowca i przejawia się naprzemiennym występowaniem form glacialnych i form denudacyjnych związanych z ich degradacją. Wały moreny ablacyjnej na czole lodowca przekształcane są w szerokie (silnie degradowane) wały lodowo-morenowe, z których powstają wąskie wały moreny czołowej (ryc. 1) (Jaworski, Weckwerth 2004). Najstarsze zachowane moreny czołowe (pochodzące z maksimum zlodowacenia w Małej Epoce Lodowej) zalegają na skalnym cokole i posiadają w swoim wnętrzu martwy lód lodowcowy. W obrębie falistej powierzchni lodowo-morenowej otaczającej moreny czołowe występują liczne zagłębienia wytopiskowe i dolinki niweofluwalne (Jaworski, Weckwerth 2004).



**Ryc. 1.** Rzeźba doliny lodowcowej lodowca Waldemara  
1- stożki usypiskowe, 2- moreny czołowe, 3- moreny powierzchniowe

**Fig. 1.** Relief of the Waldemar Glacier valley

1- talus cones, 2 – terminal moraines, 3 - supraglacial moraines

## METODY BADAŃ

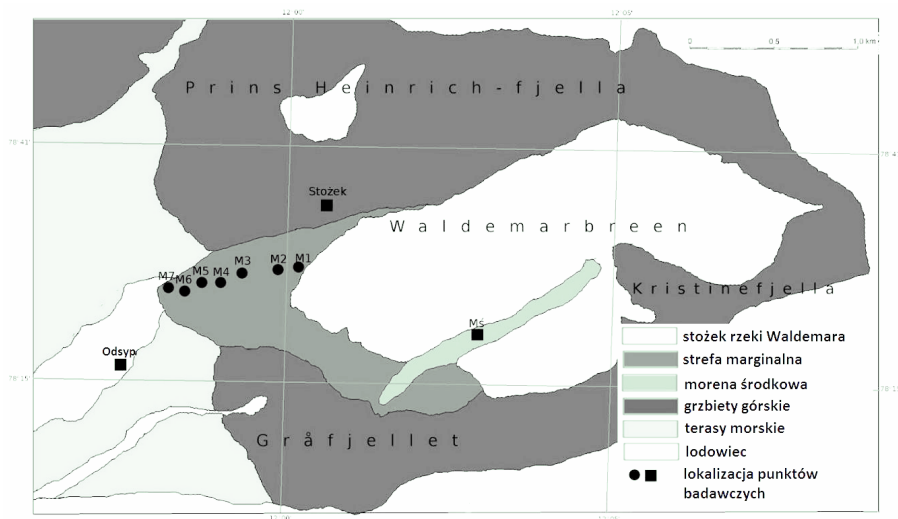
Badania terenowe na przedpolu lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) prowadzone były od 3 sierpnia do 2 września 2011 roku. Przedmiotem badań były głównie gruboziarniste osady budujące morenę denną w strefie marginalnej lodowca Waldemara oraz znajdujące się w jej obrębie osady wałów lodowo-morenowych (ryc. 2). W celach porównawczych przeprowadzono także analizę osadów budujących stożek usypiskowy, odsyp w rzece Waldemara oraz morenę środkową rozdzielającą część aktywną od pasywnej w obrębie lodowca. Charakterystyka osadów gruboklastycznych obejmowała rozpoznanie stopnia ich obtoczenia i rodzaj kształtu.

Obtoczenie okruchów określano metodą makroskopową w terenie, klasyfikując je według wzorca zaproponowanego przez Olszewskiego (1974):

- klasa 1 – ziarna mają ostrą, chropowatą powierzchnię i ostre, załamujące się krawędzie; brak obróbki,
- klasa 2 – ziarna mają powierzchnie z widocznymi śladami obtoczenia (do 50% całkowitej powierzchni); ostre krawędzie są łagodzone poprzez procesy abrazji,
- klasa 3 – wszystkie powierzchnie ziarna mają ślady obróbki; pojawiają się łagodne wypukłości i naroża,

- klasa 4 – ziarna są bardzo dobrze obtoczone i nie mają ostrych krawędzi (Mycielska-Dowgiałło 1995).

Podczas pomiarów dodatkowo wyodrębniono klasę piątą, w której znalazły się ziarna pęknięte, niezależnie od stopnia ich obtoczenia. Badaniom poddane zostały kwarcyty i serpentynity zidentyfikowane wśród klastów budujących wały lodowo-morenowe stożki usypiskowe i odsyp korytowy.



**Ryc. 2.** Lokalizacja punktów badawczych. Opracowanie na podstawie mapy topograficznej lodowca Waldemara i jego otoczenia w skali 1: 20 000 (Lankauf 2002)

**Fig. 2.** Research points location (based on topographic map of Waldemar Glacier and its vicinity in scale of 1:20 000 (Lankauf 2002))

Badania przeprowadzone zostały w 10 punktach dokumentacyjnych (7 punktów w obrębie wałów czołowo-morenowych (stanowiska M1-7) oraz po jednym punkcie w obrębie stożka usypiskowego, moreny środkowej (MŚ) oraz odsypu śródkorytowego (ryc. 2, tab.1). W obrębie każdego ze stanowisk zbadano od 32 do 50 ziaren każdorazowo we frakcjach: 3-5 cm (łącznie 480 klastów), 7-10 cm (łącznie 460), 15-17 cm (łącznie 440), 20-25 cm (łącznie 460) oraz 27-30 cm (380). Osady z wałów morenowych pobierano tak, by zminimalizować udział ziaren silnie zwiertzałych w próbce. Odrzucano ziarna mające wyraźne cechy osadu poddanego procesom intensywnego wietrzenia mrozowego (np. rozpadu blokowego), aby nie wpłynęły one na wyniki badań. Powyższe przedziały nawiązują do podobnych badań przeprowadzonych na przedpolach lodowców Myrdals, Islandia (Kjaer 1999), Wielki Azau, Kaukaz (Miszczyk 2007) czy w górach Drakensberg, Lesotho (Mills, Grab 2005). Określano stopień obtoczenia poszczególnych klastów oraz wykona-

no również pomiary trzech osi ziaren w każdym ze stanowisk badawczych, które były podstawą do analizy kształtu klastów metodą Sneed'a i Folk'a (1958).

W metodzie tej bazującej na pomiarze kształtu klastów wg Zingga (1935) oblicza się stosunki osi najdłuższej do najkrótszej ( $c/a$ ), średniej do najkrótszej ( $b/c$ ) oraz iloraz różnic długości osi  $(a-b)/(a-c)$ , tzw. *disc-rod index* – DRI (Barret 1980). Graficznym przedstawieniem metody jest trójkątny diagram Sneed'a i Folka, gdzie dane kształty klastów zajmują odpowiednie miejsca (Graham, Midgley 2000). Stosując tę metodę kształt każdego ziarna można odnieść do modelowego kształtu najmniejszego pudełka (prostokątnego), do którego ziarno się zmieści. Kształt danego klastu umiejscawia się pomiędzy wierzchołkami trójkąta Sneed'a i Folka:

- bryła izometryczna (*block/spherical, cube*), czyli kula lub sześcian, w której osie są równe ( $a=b=c$ ), znajduje się w górnej części diagramu;
- bryła płytkowa (*slab/disc*), czyli płaska płyta lub dysk, posiada dwie długie osie i jedną krótszą ( $a=b \gg c$ ), znajduje się w lewej dolnej części diagramu;
- bryła wydłużona (*elongate/rod*), czyli wrzecionowata lub cienkowalcowa, posiada dwie krótsze i jedną dłuższą oś ( $a \gg b=c$ ), znajduje się w prawej dolnej części diagramu (Benn, Evans, 2004).

**Tabela 1.** Odległość stanowisk dokumentacyjnych od współczesnego czoła lodowca Waldemara na podstawie pomiarów GPS w terenie i analizy mapy topograficznej (Lankauf 2002)

**Table 1.** Distance of documentation sites from contemporary position of Waldemar Glacier snout (based on GPS measurements and analysis of the topographic map (Lankauf 2002)

Stanowisko dokumentacyjne <i>Documentation site</i>	Odległość od lodowca w 2011 r. (m) <i>Distance of glacier in 2011 (m)</i>
1	20
2	140
3	280
4	380
5	420
6	480

Analiza kształtu okruchów skalnych metodą Sneed'a i Folka (1958) posiada dużą wartość wskaźnikową dla klasyfikacji osadów głównie w środowiskach glacialnych. Dzięki przedstawianiu wyników na diagramie Sneed'a i Folka (1958) możliwe jest rozróżnienie typu transportu, któremu ulegały osady w środowisku glacialnym: aktywny (osady transportowane subglacialnie) lub pasywny (osady transportowane inglacialnie lub supraglacialnie). Osady transportowane pasywnie zawierają w dużej mierze ziarna spłaszczone i wydłużone (dolna część diagramu),

związane jest to z minimalną działalnością modelującą lodowca i dużym udziałem okruchów dostarczanych na powierzchnię przez ruchy masowe. Natomiast osady transportowane aktywnie obejmują ziarna bardziej izometryczne (górną część diagramu) modelowane w subglacialnej strefie lodowca.

Współczynnik  $C_{40}$  określa procentową zawartość ziaren w danej próbce, których stosunek osi  $c/a$  (najkrótszej do najdłuższej) jest mniejszy lub równy 0,4. Współczynnik ten jest jednym z najważniejszych wyznaczników klasyfikacji osadów według typu transportu (aktywny/pasywny). Próbkę o wysokiej wartości wskaźnika (np.  $C_{40} = 80$ ) charakteryzują się wysoką zawartością (80%) ziaren spłaszczonech, leżących na diagramie poniżej linii  $C_{40}$  (transport pasywny). Próbkę o niskiej wartości wskaźnika (np.  $C_{40} = 5$ ) zawierają mało (5%) ziaren spłaszczonech, za to dużo izometrycznych, leżących na diagramie powyżej linii  $C_{40}$  (Benn, Ballantyne 1993).

Współczynnik RA określający procentową zawartość ziaren bardzo kanciastych (nieobtoczonych) i kanciastych (źle obtoczonych) w próbce, jest bardzo dobrym wskaźnikiem mechanizmów transportu i depozycji materiału. W badaniach osadów lodowca Waldemara przy zastosowaniu sześciostopniowej skali Powersa wskaźnik RA obliczono jako procentowa zawartość ziaren VA i A (Ballantyne 1982, Benn 1994). Wysokie wartości współczynnika RA są charakterystyczne dla osadów budujących stożki usypiskowe i moreny: powierzchniową i wewnętrzną, czyli osady transportowane pasywnie. Niskie wartości RA charakterystyczne są dla osadów aktywnie transportowanych w środowisku glacialnym (Benn, Evans 2004).

Jednoczesne przedstawienie wartości  $C_{40}$  i RA na diagramie pozwala na lepszą identyfikację typu osadu (głównie typu transportu jakiego był poddawany) niż przy oddzielnej interpretacji tych współczynników (Benn, Evans 2004). Dwuosiowy diagram wykorzystywany do szczegółowego różnicowania osadów (oś pionowa – wartość RA; oś pozioma – wartość  $C_{40}$ ) jest bardzo przydatny dla środowisk wysokiej Arktyki (Hubbard, Glasser 2005). Osady glacialne o podobnym współczynniku kształtu (nierozróżnialne na diagramie Sneed'a i Folka, 1958) na diagramie  $C_{40}/RA$  mogą zająć inne powierzchnie, co pozwala na ich identyfikację.

Kombinowana metoda określania pochodzenia osadu wg Olsena (1983) uwzględnia natomiast stopień obtoczenia i ilość ziaren pękniętych w próbce za pomocą dwóch wskaźników: MR i Cr. MR to wskaźnik średniego obtoczenia (*Middle Roundness Numer*) uwzględniający takie procesy jak abrazja czy kruszenie. Wartość MR=1 oznacza, że wszystkie ziarna w próbce są źle obtoczone, natomiast gdy MR=4 wskazuje, że wszystkie ziarna są bardzo dobrze obtoczone. Procent ziaren pękniętych (Cr - *crushing index*), to procentowy udział w próbce ziaren średnio i dobrze obtoczonych, które uległy pęknięciu (klasy 3/5 i 4/5). Nie uwzględnia się natomiast ziaren pękniętych w klasach 1/5 i 2/5 (czyli ziaren nie obtoczonych i słabo obtoczonych) (Olsen 1983). Aby wyznaczyć MR należy:

1. wyliczyć procentowy udział ziaren w poszczególnych klasach w całej próbce (posługując się klasyfikacją Olszewskiego, 1974), pomijając klasę 5 (1/5, 2/5, 3/5, 4/5);

2. uzyskane wartości (%) należy pomnożyć przez liczbę określającą klasę obtoczenia, np.: 20% x 1; 45% x 2; 25% x 3; 5% x 4, co odpowiednio daje: 20%; 90%; 75%; 20%;
3. otrzymane wyniki należy podzielić przez 100, a następnie zsumować, np.  $0,25 + 0,9 + 0,75 + 0,2 = 2,1$  (wartość wskaźnika MR) (Olsen 1983).

## WYNIKI I INTERPRETACJA

### Litologia analizowanych ziaren

Kształt ziarna jest uwarunkowany jego litologią (Rutkowski 1995, Giriat, Rutkowski, Smolska 2007). Poddane analizie osady morenowe lodowca Waldemara składają się głównie z serpentynitów i kwarcytów, a więc skał o różnej odporności na obróbkę mechaniczną. Rozpoznane wychodnie skał źródłowych dla osadów stożka usypiskowego i moreny środkowej zbudowane są wyłącznie z kwarcytów. Wychodnię serpentynitów stwierdzono w otoczeniu lodowca Waldemara na zboczu Kristi'neffjella.

W osadach morenowych udział serpentynitów w stosunku do kwarcytów we frakcjach 3-5 cm oraz 15-17 cm jest wysoki i wynosi odpowiednio 1:2 oraz 1:3. Natomiast we frakcjach 20-25 cm i 27-30 cm udział serpentynitów znacząco spada, a ich stosunek do kwarcytów wynosi odpowiednio 1:7 oraz 1:8. Prawdopodobnie związane jest to z mniejszą odpornością serpentynitów na działanie procesów abrazji i wietrzenia w warunkach klimatu polarnego w porównaniu z kwarcytami.

### Wskaźniki obtoczenia i kształtu ziaren

Tabele 1, 2 oraz 3 przedstawiają wartości wskaźników RA,  $C_{40}$  oraz udziału ziaren pękniętych w każdym stanowisku dokumentacyjnym. Osady budujące stanowisko 1, charakteryzują się najwyższymi wartościami RA we wszystkich frakcjach, spośród przebadanych wałów czołowo-morenowych. Udział ziaren pękniętych jest najniższy we wszystkich stanowiskach i wynosi od 2 do 4%. Wartości współczynnika  $C_{40}$  zawierają się między 18 a 38 (tab. 4). Powyższe dane pozwalają na wnioskowanie, iż stanowisko 1 znajduje się w obszarze źródłowym, a materiał skalny dostarczany jest supraglacialnie z lodowca, oraz poprzez lawiny z południowo-zachodnich stoków grzbietu Prins Heinrichfjella. Zakładając, że stanowisko 1 jest punktem odniesienia dla starszych moren, pozwala to na porównanie zmienności cech teksturalnych osadów w odniesieniu do przebytego dystansu. Analizowane dane ze wszystkich stanowisk pomiarowych wskazują na zmiany charakteru osadów wraz ze wzrostem dystansu. Największe zmiany widoczne są między stanowiskami 1 i 3 i związane są ze spadkiem wskaźnika RA i wzrostem udziału ziaren pękniętych. Wartość RA spada z 97 do 0, natomiast udział ziaren pękniętych wzrasta z 3% do 100% dla frakcji 20-25 cm. Zmiany współczynnika  $C_{40}$  są mniej widoczne bez wyraźnej tendencji spadku lub wzrostu. Zmiana wskaźnika RA na długości 120 m pomiędzy 1 i 2 stanowiskiem jest niewielka (maksymalnie z 97 do



63 dla frakcji 27-30 cm), natomiast na następnych 140 m (między stanowiskami 2 i 3) spada do 0 (dla frakcji 15-17 cm oraz 20-25 cm) (tab. 2, 3, 4). Pomiędzy 3 i 4 stanowiskiem (na dystansie 100 m) zanotowano maksymalne wzrost wartości wskaźnika RA z 0 do 15 dla frakcji 15-17 cm oraz z 18 do 38 dla frakcji 3 – 5 cm. Udział ziaren pękniętych wzrasta z 4 do 100% dla frakcji 15-17 cm i z 4 do 80% dla 3-5 cm. Wartość współczynnika  $C_{40}$  waha się od 15 do 53, wartość ta wzrasta i maleje w zależności od frakcji (tab. 2, 3, 4). Na następnych 40 m (pomiędzy stanowiskami 4 i 5) wartość wskaźnika RA ponownie spada do 0 dla frakcji od 7-10 cm do 27-30 cm, oraz z 38 do 15 dla najdrobniejszej frakcji. Udział ziaren pękniętych nieznacznie wzrasta z 55% do 70% dla frakcji 3-5 cm, oraz do 100% dla pozostałych frakcji. Wartość wskaźnika  $C_{40}$  waha się od 15 do 50, wzrastając we frakcjach od 3-5 cm do 15-17 cm, oraz spadając w najgrubszych frakcjach 20-25 i 27-30 cm (tab. 2, 3, 4). Pomiędzy stanowiskami 5 i 6 (na dystansie 60 m) wartość wskaźnika RA dla najdrobniejszych frakcji wzrasta do 44, natomiast dla frakcji od 20-25 cm do 27-30 cm nadal wynosi 0. Analogicznie udział ziaren pękniętych maleje dla najdrobniejszych frakcji do 50%, i nadal wynosi 100% dla najgrubszych frakcji. Wartość współczynnika  $C_{40}$  waha się od 13 do 50 (tab. 2, 3, 4). Na ostatnich 120 m, pomiędzy stanowiskami 6 i 7 zmiany zaznaczają się spadkiem wskaźnika RA z 44 do 26 dla frakcji 3-5 cm i 7-10 cm, natomiast wzrostem z 0 do 36 dla pozostałych frakcji. Dla wszystkich frakcji zmniejsza się udział ziaren pękniętych z 100% do 11%. Wartość współczynnika  $C_{40}$  również maleje z 45 do 5 dla frakcji 3-5 cm (największy spadek o 9% odnotowuje się dla frakcji 15-17 cm) (tab. 2, 3, 4).

W stanowiskach 1 i 2 położonych w obrębie wałów morenowych znajdujących się najbliżej czoła lodowca zidentyfikowano ziarna, które charakteryzują się najwyższymi wartościami wskaźnika RA (tab. 2) i niskim udziałem form pękniętych. Stwierdzony tu bardzo wysoki udział ziaren nieobtoczonych i źle obtoczonych może wskazywać na ich pasywny transport odbywający się głównie w warunkach supraglacialnych. Prawdopodobnie część materiału skalnego dostała się w obręb tych moren bezpośrednio ze stożków usypiskowych. Wyrażna zmiana cech teksturalnych pomiędzy drugim a trzecim stanowiskiem wynika ze znaczącego spadku wartości wskaźnika RA (z 91% do 0% dla frakcji najdrobniejszej i z 63% do 3% dla frakcji najgrubszej) oraz bardzo dużego wzrostu udziału ziaren pękniętych, co wskazuje na zmianę sposobu transportu tych osadów z pasywnego na aktywny (z dominacją subglacialnego) (Benn, Evans 2004). Zmiany te spowodowane zostały przez intensywne procesy kruszenia (pęknięcia) oraz abrazji. K.M. Kjaer (1999) wykazał, iż transport aktywny na dystansie zaledwie 250 m może spowodować zmianę kształtu ziaren, począwszy od form inicjalnych (wydłużonych i kanciastych) do form dojrzałych (sferoidalnych i obtoczonych). Przekształcenie ziaren w formy bardziej izometryczne w przypadku lodowca Waldemara spowodowane są głównie poprzez pęknięcie prostopadle do najdłuższej osi ziaren (w wyniku naprężeń w trakcie transportu subglacialnego). Pomiędzy stanowiskami 3 i 4 udział ziaren nieobtoczonych i źle obtoczonych wzrasta, natomiast ziaren pękniętych minimalnie spada, lecz nadal jest wysoki. Pomiędzy stanowiskami 4 i 6 wartość wskaźnika RA

spada do 0 dla największych frakcji, natomiast udział ziaren pękniętych wzrasta do 100%. Ponadto, dla frakcji najdrobniejszej (3-5 cm) rośnie odsetek ziaren obtoczonych (do 15%). Dowodzi to wzrostu intensywności procesów kruszenia i abrazji w czasie transportu subglacjalnego. W wyniku pęknięcia w poprzek najdłuższej osi ziarno zmienia kształt z wydłużonego na bardziej izometryczny (Benn, Evans 1998, Spedding, Evans 2002). Pomiędzy moreną 6 a najstarszą moreną (7) najbardziej widoczny jest wzrost ziaren obtoczonych we wszystkich frakcjach. Wzrost ziaren obtoczonych, będący efektem procesu abrazji może być związany z tym, iż najstarsza morena datowana jest na Małą Epokę Lodową. Lodowiec Waldemara miał wtedy największą miąższość i najdalszy zasięg oraz był połączony z sąsiednim lodowcem Ireny (Lankauf 2002).

Badania Benna (1994) dowodzą, że zmniejszenie wartości wskaźników RA i  $C_{40}$  najbardziej wyraźnie widoczne są na ziarnach frakcji powyżej 125 mm. Procesy kruszenia i abrazji są dwukrotnie bardziej efektywne dla tych ziaren. Wyniki badań osadów lodowca Waldemara wpisują się w te tendencje. Największe zmiany

**Tabela 2.** Wartości wskaźnika RA dla osadów budujących wały czołowo-morenowe.

**Table 2.** Values of the RA index for sediments building terminal moraine ridges.

Stanowisko badawcze <i>Documentation site</i>	Fracje (cm) <i>Fractions (cm)</i>				
	3-5	7-10	15-17	20-25	27-30
1	96	94	94	97	97
2	91	92	84	72	63
3	18	13	0	0	3
4	38	18	15	9	9
5	15	0	0	0	0
6	44	32	6	0	0
7	27	26	36	13	9
odsyp	11	3	0	0	0
stożek	100	100	100	-	-

wartości wskaźnika RA widoczne są we frakcji 15-17 cm, 20-25 cm oraz 27-30 cm dla stanowisk 3 – 7, gdzie jego wartość zmniejszyła się do 0. Natomiast nieznaczne zmiany wskaźnika RA zaobserwowano w obrębie stanowisk 1 i 2, gdzie we frakcjach większych niż 125 mm spadek wartości tego wskaźnika wynosi kilka procent.

Modyfikacja kształtu klastów w trakcie transportu subglacjalnego jest wprost proporcjonalna do przebytego dystansu (Spedding, Evans 2002). Wyraźna zmiana kształtu pomiędzy 2 i 3 stanowiskiem, cechująca bardzo dużym wzrostem udziału ziaren pękniętych wskazuje na zmianę transportu z pasywnego na aktywny. Zmia-

**Tabela 3.** Udział ziaren pękniętych dla osadów budujących wały czołowo-morenowe  
**Table 3.** Share of cracked grains in sediments building frontal terminal moraine ridges

Stanowisko badawcze <i>Documentation site</i>	Frakcje (cm) <i>Fractions (cm)</i>				
	3-5	7-10	15-17	20-25	27-30
1	4	2	4	3	3
2	3	5	13	28	37
3	80	85	100	100	97
4	55	82	85	91	91
5	70	90	100	100	100
6	50	63	94	100	100
7	11	18	36	74	88
odsyp	52	54	69	37	31
stożek	0	0	0	-	-

**Tabela 4.** Wartości współczynnika  $C_{40}$  dla osadów budujących wały czołowo-morenowe.  
**Table 4.** Values of the  $C_{40}$  index for deposits sediments building frontal terminal moraine ridges.

Stanowisko badawcze <i>Documentation site</i>	Frakcje (cm) <i>Fractions (cm)</i>				
	3-5	7-10	15-17	20-25	27-30
1	18	30	38	38	22
2	22	16	25	25	41
3	25	30	50	50	41
4	15	25	38	50	53
5	45	38	43	38	50
6	13	23	55	44	44
7	5	23	39	41	38
odsyp	11	13	22	34	44
stożek	38	50	40	-	-

ny spowodowane są intensywnymi procesami kruszenia (pęknięcia), abrazji oraz prawdopodobnie działaniem wietrzenia mrozowego. K.M. Kjaer (1999) wykazał iż transport aktywny na dystansie zaledwie 250 m może spowodować zmiany ziaren z form inicjalnych (wydłużonych, kanciastych) do dojrzałych (sferoidalnych, obtoczonych). Zmiany o podobnym charakterze w osadach lodowca Waldemara widoczne są na dystansie 280 – 300 m. „Dystans krytyczny aktywnego transportu”

definiuje się jako dystans, który musi przebyć ziarno by osiągnąć formy dojrzałe lub prawie dojrzałe (Kjaer 1999). Jednak bardziej istotny od pokonanego dystansu jest typ transportu glacialnego oraz czynniki takie jak ukształtowanie podłoża i miąższość lodu (Spedding, Evans 2002). Zmiany wskaźnika RA i udziału ziaren pękniętych gruboklastycznych osadów morenowych w stanowisku 3, związane są zatem nie tyle z długością transportu, co ze zmianą sposobu transportu (z supra- i inglacjalnego na subglacialny) oraz ukształtowaniem podłoża lodowca, co mogło zwiększyć obróbkę materiału skalnego. Topografia dna doliny lodowca Waldemara powoduje dużą zmienność orientacji wychodni płaszczyzn poślizgu. Kompresja mas lodu wynika z otoczenia skalnego po NW stronie oraz z blokady lodu przez morenę środkową (Weckwerth 2004). Spiętrzenie lodu powoduje wzrost nacisku (wzrost naprężeń), a tym samym intensywniejsze przekształcenia materiału skalnego.

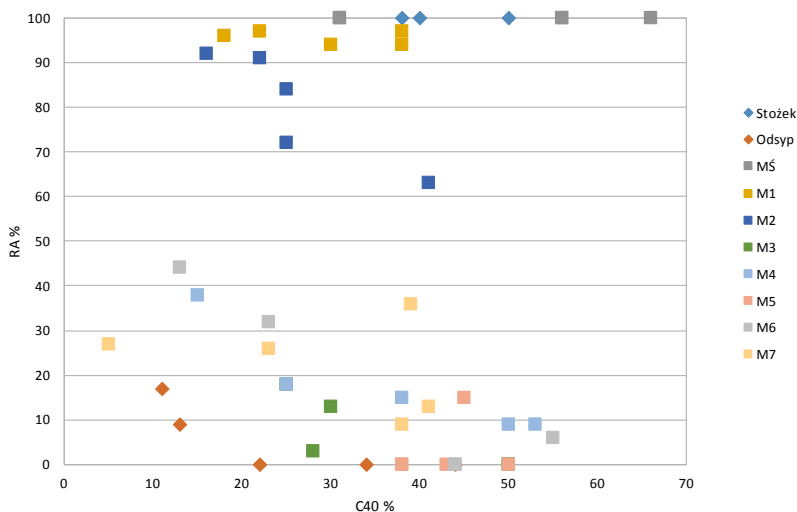
Ukształtowanie podłoża lodowca może mieć duży wpływ na ziarna transportowane subglacialnie. Miejsca obniżenia dna doliny oraz progi i wyniesienia mogą wpływać na procesy abrazji w części bazalnej lodowca. Masa lodu ulega deformacji, czego przejawem są szczeliny na powierzchni lodowca (przez które materiał skalny może dostać się w głąb). Topografia dna doliny lodowca Waldemara, wpływając na kierunek przemieszczania się lodu, powoduje zmienność orientacji wychodni płaszczyzn poślizgu. Kompresja mas lodu wynika z istnienia masywu skalnego po północno-zachodniej stronie lodowca oraz z blokady przepływu lodu przez morenę środkową (Weckwerth 2004). Spiętrzenie lodu powoduje wzrost nacisku (wzrost naprężeń), a tym samym intensywniejsze przekształcenia materiału skalnego. Większe znaczenie dla uzyskanego kształtu przez ziarno ma zatem lokalne zróżnicowanie topografii podłoża lodowca Waldemara niż długość transportu glacialnego.

### **Pochodzenie i geneza osadów**

Diagramy  $C_{40}/RA$  oraz  $MR/Cr$  wykorzystywane są do klasyfikacji pochodzenia osadów (Olsen 1983, Benn, Evans 2004, Hubbard, Glasser 2005). W przypadku lodowca Waldemara analizowane klasty wyraźnie grupują się w dwóch częściach diagramu  $C_{40}/RA$  (ryc. 5). Punkty reprezentujące osady moren czołowych pochodzące ze stanowisk 1 i 2 grupują się w górnej części diagramu wraz z osadami stożka usypiskowego oraz moreny środkowej. Z kolei osady moren czołowych (stanowiska 3-7) oraz odsypu rzeki Waldemara koncentrują się w jego dolnej części (ryc. 5). Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na to, że osady najmłodszych moren, mając podobne cechy do osadów stożka usypiskowego oraz moreny środkowej, wyraźnie odróżniają się od osadów powierzchniowych, reprezentowanych w stanowiskach 4-7. Wynika z tego, że osady pokrywające powierzchnię najmłodszych moren czołowych mają cechy typowe dla pasywnego (supraglacialnego) transportu glacialnego (cechy teksturalne są bardzo podobne do cech materiału źródłowego). Większość osadów starszych moren wraz z osadami odsypu śródkorytowego brała udział w transporcie aktywnym, jednak część z nich mogła

być transportowana pasywnie. Stanowisko 7 cechuje się największym zróżnicowaniem, biorąc pod uwagę wyłącznie wskaźniki  $C_{40}$  oraz RA, choć można przypuszczać, iż większa część jej osadów była transportowana aktywnie. Świadczy o tym wartość współczynnika  $C_{40}$ , który jest bardzo niski i wynosi zaledwie 5.

Klasyfikacja genetyczna osadów jest bardziej problematyczna biorąc pod uwagę wskaźniki MR (wskaźnik średniego obtoczenia) i Cr (udział procentowy ziaren pękniętych). Osady stanowisk 3, 4, 5, 6 oraz stożka usypiskowego, jak również częściowo osady stanowisk 1 i 7 zlokalizowane są w części A diagramu, co wskazuje na to, że mogły być kształtowane przez procesy stokowe i wietrzeńowe (ryc. 6). Oznacza to również, że większość analizowanych osadów była transportowana



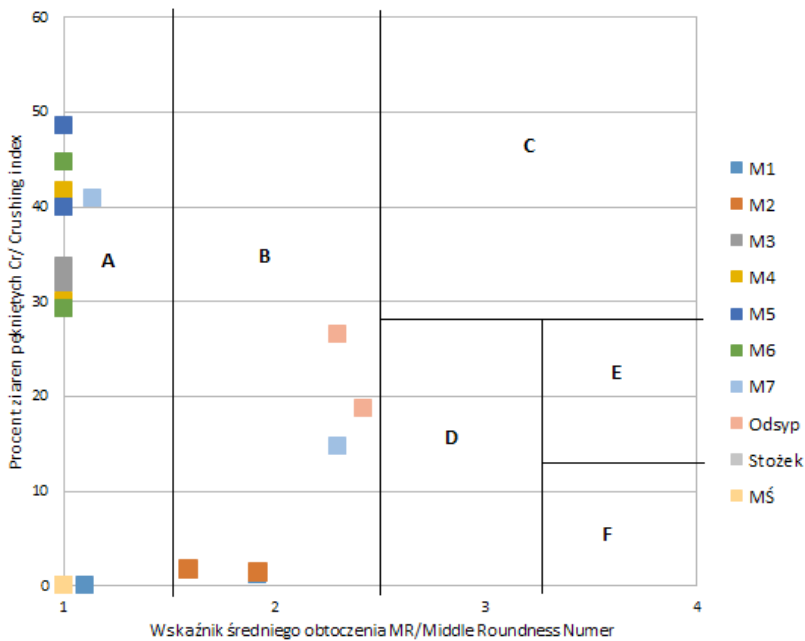
**Ryc. 3.** Diagram  $C_{40}/RA$  dla osadów morenowych lodowca Waldemara; objaśnienia w tekście

**Fig. 3** Diagram  $C_{40} / RA$  for the Waldemar Glacier moraine sediments; explanations in the text

pasywnie, lub w bardzo niewielkim stopniu aktywnie oraz to, że procesy wietrzeńowe wyraźnie zaznaczają się na ziarnach. Wysokie wartości wskaźnika Cr wskazują na duży udział ziaren pękniętych w próbkach. Zastanawiające jest również to, iż część osadów stanowisk 1 i 2 została zaklasyfikowana jako glina bazalna. Może to być związane z litologią materiału skalnego. Osady odsypu, które znalazły się w polu diagramu MR/Cr typowym dla glin, mogą wykazywać podobieństwa do nich ze względu na krótki dystans i czas transportu fluwialnego, niewystarczający do tego, aby ziarna nabrały cech osadów fluwio-glacialnych. Rzeka Waldemara jest bowiem ciekim sezonowym, funkcjonującym tylko w czasie arktycznego lata, zaś

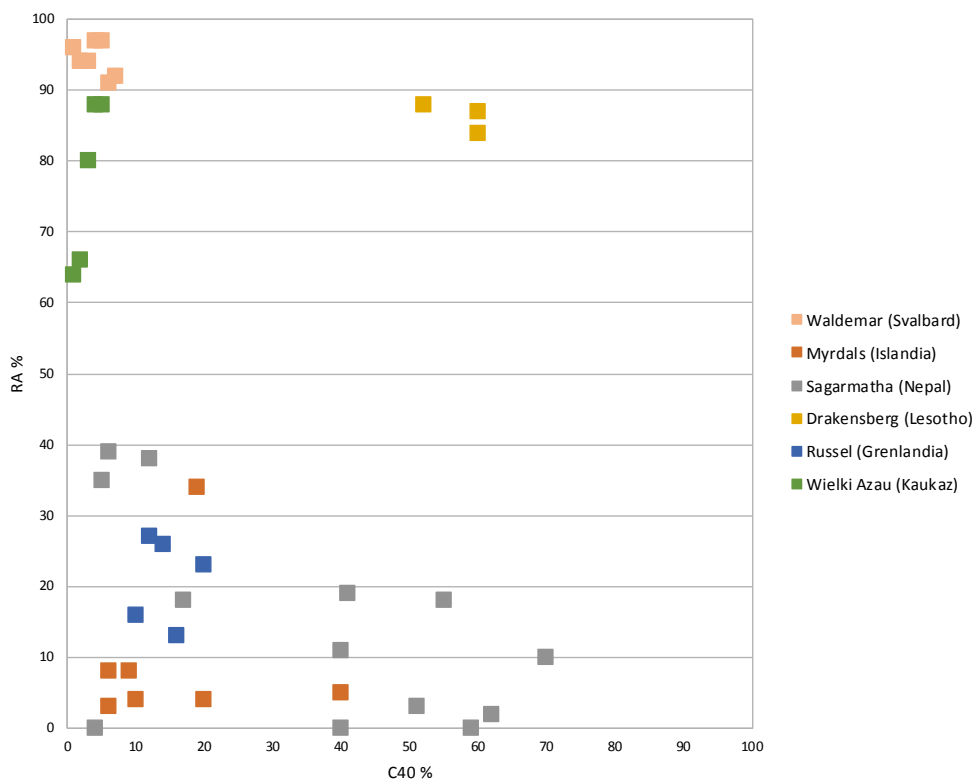
długość transportu fluwialnego analizowanych klastów wynosiła jedynie 1500 m. Poza tym, znaczna część osadów korytowych rzeki Waldemara może pochodzić z erozji mechanicznej i termoabrazji krawędzi tundry.

Porównując wyniki badań osadów strefy marginalnej lodowca Waldemara z wynikami badań lodowców: Myrdals na Islandii (Kjaer 1999), Wielki Azau w Kaukazie (Miszczyk 2007), Russel na Grenlandii (Adam, Knight 200), w górach Drakensberg w Lesotho (Mills, Grab 2005), czy w rejonie Sagarmatha w Nepalu (Hambrey i in. 2008) można stwierdzić, że kształt osadów gruboklastycznych lodowca Waldemara odpowiadają w dużej mierze przebadanym w innych rejonach świata (ryc. 5).



**Ryc. 4.** Diagram MR/Cr dla osadów lodowca Waldemara: A – osady modelowane przez procesy stokowe i wietrzeniowe; B – glina bazalna; C – glina bazalna zawierająca obtoczone ziarna; D – osady fluwioglacjalne, fluwialne krótkiego transportu, żwiry plażowe; E – osady fluwioglacjalne i żwiry plażowe; F – osady fluwioglacjalne, żwiry plażowe i osady fluwialne długiego transportu (Olsen 1983)

**Fig. 4.** Diagram MR /Cr for Waldemar Glacier sediments: A – sediments influenced by slope and weathering processes subglacial till; B – basal till; C – basal till containing rounded grains; D – fluvioglacial and short transport fluvial sediments, beach gravel; E – fluvioglacial sediments and beach gravel; F – fluvioglacial debris sediments, fluvioglacial sediments, beach gravel and long transport fluvial sediments (Olsen 1983)



**Ryc. 5.** Diagram  $C_{40}/RA$  dla osadów wybranych lodowców na świecie

**Fig. 5.** Diagram  $C_{40}/RA$  for sediments/deposits of selected glaciers in the world

## WNIOSKI

Ze względu na długość strefy marginalnej przypuszcza się, że głównym czynnikiem wpływającym na modelowanie klastów nie była długość ich transportu, lecz lokalnych warunków transportu wynikających z ukształtowania podłoża. Wyniki przeprowadzonych analiz nie wskazują na dominację jakiegokolwiek z wymienionych środowisk transportu i depozycji osadów. Im starsze są moreny, tym udział ziaren izometrycznych jest większy. Osady wraz ze wzrostem odległości od ich źródła charakteryzują się coraz większym udziałem ziaren pękniętych – klasa 5 wg Olszewskiego (1974).

Wyniki klasyfikacji genetycznej osadów morenowych lodowca Waldemara, dokonane na podstawie zależności pomiędzy wskaźnikami MR i Cr nie pozwoliły na jednoznaczne określenie pochodzenia osadów. Przykładem są osady stanowiska 2, które pomimo cech świadczących o transporcie supraglacialnym zostały zakla-

syfikowane do gliny bazalnej. Osady stanowisk 1 – 6, oraz częściowo 7 sklasyfikowane zostały wstępnie jako modelowane głównie przez procesy stokowe i wieźreniowe, co wskazuje, że większość nich była transportowana pasywnie lub, że transport aktywny odbywał się na krótkim dystansie, przez co ziarna nie nabrały cech typowych dla osadów subglacjalnych. Dystans krytyczny aktywnego transportu wynosi około 250 m, co jest zbieżne z tempem przeróbki osadów w innych lodowcach dolinnych. Poddane analizie osady odsypu korytowego żwirodennej roztoki stanowią najprawdopodobniej kompilację różnowiekowych osadów morenowych, pochodzących z erozji dorzecza. Pod względem cech morfologicznych klastów odpowiadają one klastom gliny bazalnej prawdopodobnie dlatego, co jest prawdopodobnie wynikiem krótkiego w czasie (sezonowego) oraz odbywającego się na niewielkim dystansie modelowania w środowisku fluwialnym. Udział serpentynitów wyłącznie we frakcjach drobniejszych można wytłumaczyć tym, że są one mniej odporne niż kwarcyty. Wpływa to na redukcję tych skał z frakcji grubszych w odsypie korytowym na korzyść drobniejszych w efekcie transportu fluwialnego.

## Literatura

- Adam W.G., Knight P.G., 2003, Identification of basal layer debris in ice-marginal moraines, Russel Glacier, West Greenland, *Quaternary Science Reviews* 22, 1407-414.
- Ballantyne C.K. 1982, Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen Massif, Norway, *Norwegian Journal of Geography*, 26 (2), 103-113.
- Barret P.J., 1980, The shape of rock particles, a critical review, *Sedimentology*, 27, 291-303.
- Benn D.I., 1994, Fluted moraine formation and till genesis below a temperate valley glacier: Slettmarbreen, Jotunheim, southern Norway, *Sedimentology*, 41, 279-292.
- Benn D.I., Ballantyne C.K., 1994, Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices, *Sedimentary Geology*, 91, 215-227.
- Benn D.I., Evans D.J., 1998, *Glaciers and glacialation*, wyd. Arnold, London.
- Benn D.I., Owen L.A., 2002, Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains, *Quaternary International*, 97-98 (2002) 3-25.
- Bennet M.R., Glasser N., 2009, *Glacial geology, ice sheets and landforms*, wyd. Wiley-Blackwell, UK.
- Bennet M.R., Hambrey M.J., Huddart D., 1997, Modification of clast shape in arctic glacial environments, *Journal of Sedimentary Research*, 67, 3, 550-559.
- Boulton G., 1970, On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers, *Journal of Glaciology*, 9, 56, 213-229.
- Boulton G.S., 1978, Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis, *Sedimentology*, 25, 773-799.
- Giriati D., Rutkowski J., Smolska E., 2007, Uziarnienie osadów bardzo gruboziarnistych – możliwości badawcze, [w:] *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych*



- i wybrane metody oznaczania ich wieku, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, 17-27.
- Glasser N.F., Hambrey M.J., 2002, Sedimentary faces and landform genesis at a temperate outlet glacier: Soler Glacier, North Patagonian Icefield, *Sedimentology*, 49, 43-64.
- Graham D.J., Midghey N.G., 2000, Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method, *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 25, 1473-1477.
- Hambrey M.J., Ehrmann W., 2004, Modification of sediment characteristics during glacial transport in high-alpine catchments: Mount Cook area, New Zealand, *Boreas*, 33, 300-318.
- Hambrey M.J., Quincey D.J., Glasser N.F., Reynolds J.M., Richardson S.J., Clemmens S., 2008, Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal, *Quaternary Science Reviews*, 27, 2361-2389.
- Jania J., 1993, *Glaciologia*, wyd. PWN, Warszawa.
- Jaworski T., Weckwerth P., 2004, Procesy i formy współczesnej strefy marginalnej Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen), [w:] Warsztaty glaciologiczne Spitsbergen, 2004, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen, 236 – 246.
- Kjaer K.H., 1999, Mode of subglacial transport deduced from till properties, Myrdalsjökull, Iceland, *Sedimentary Geology*, 128, 271-292,
- Klimaszewski, 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu*.
- Krüger J., 1984, Clasts with stoss-lee form in lodgement tills: a discussion, *Jurnal of Glaciology*, 30, 105, 241-243.
- Lankauf K.R., 2002, Recesja lodowców rejonu Kaffioyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku, PAN IGiPZ, Warszawa.
- Miszczuk M., 2007, Wpływ środowiska glacialnego na cechy osadów gruboklastycznych na przykładzie wybranych dolin Masywu Elbrusa, praca magisterska.
- Mills S.C., Grab S.W., 2004, Debris ridges along the southern Drakensberg escarpment as evidence for Quaternary glaciation in southern Africa, *Quaternary International*, 129, 67-73.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980, Wstęp do sedymentologii dla geografów, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, Kielce.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, Wybrane cechy teksturalne i ich wartość interpretacyjna, [w:] *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, 29-56.
- Olsen L., 1983, A method for determining total clast roundness in sediments, *Boreas*, 12, Oslo, 17-21.
- Olszewski A., 1974, Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich mikrostruktur i makrotektur, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio (Geographia et Geologia)*, 8 (2), 145.
- Olszewski A., Szupryczyński J., 1975, Texture of Rock Particles of the Basal Transport in the Contemporary Frontal Zone of the Werenskiöld Glacier. *Bull. de L'Academie Pol. des Sciences*, 23, 1, 59-67.
- Powers M.C., 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles, *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117-119.
- Sneed E.D., Folk R.L., 1958, Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis, *Journal of Geology*, 66, 114-150.

- Spedding N., Evans D.J., 2002, Sediments and landform at Kviarjokull, southeast Iceland: a reappraisal of glaciated valley landsystem, *Sedimentary Geology*. 149, 21-42.
- Sobota I., Lankauf K.R., 2010, Recession of Kaffioyra region glaciers, Oscar II Land, Svalbard, *Bulletin of Geography*, nr 3, 27-45.
- Sobota I., 2013, Współczesne zmiany kriosfery północno-zachodniego Spitsbergenu na przykładzie region Kaffioyry, Wydawnictwo naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika.
- Weckwerth P., 2004, Morfostruktura powierzchni Lodowca Waldemara a możliwość interpretacji rzeźby jego podłoża, [w:] Warsztaty glaciologiczne, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen, 232-236.

### Summary

The aim of the study was to determine the influence of glacial environment on shape and roundness of coarse-grained sediments (pebbles) within Waldemar Glacier (NW Spitsbergen) and in its marginal zone. The analysis of textural features was based on the indexes of shape and roundness in five fractions (3-5 cm, 7-10 cm, 15-17 cm, 20-25 cm, 27-30 cm). According to the Sneed & Folk's (1958) analysis of shape and roundness three axes of selected clasts were measured. The degree of roundness has been estimated during field research according to the Olszewski's method (1974). Changes of  $C_{40}$  and RA indexes as well as content of cracked grains were analysed. Moreover, relationships of  $C_{40}/RA$  and  $MR/Cr$  indexes (co-variance analysis) have been presented on diagrams and analysed.

Most of changes are visible in the shape of pebbles (cracking along the longest axis) as well as their roundness. Changes of indexes  $C_{40}$  and RA are visible on short distances (250 m). It is assumed that the main modelling factor was the relief of the area but not the distance. Sediments of youngest moraines (sites 1, 2) could be classified as supraglacial as well as short subglacial transportation. These sediments are demonstrating features similar to the source sediments. Sediments from older moraines (sites 3-7) demonstrate features of those which are reshaped in supraglacial, englacial and subglacial environments.

Genetic classification of glacial sediments had not been fully verified by analyses of  $MR/Cr$  diagrams. Sediments from site 2 had been classified as basal till even though their textural features are suggesting supraglacial transport. Sediments from sites 1-6 and partly 7 have been classified as sediments influenced by slope and weathering processes, which is related with passive transport or that active transport occurred in a short distance and grains have not been influenced by subglacial environment.