



Zastosowanie mikrotomografii komputerowej do badania orientacji klastów w glinach lodowcowych

Piotr Hermanowski¹, Piotr Duda²



P. Hermanowski P. Duda

Application of computed microtomography in clast orientation studies in glacial tills.
Prz. Geol., 67: 653–661; doi: 10.7306/2019.38

Abstract. Limitations of macroscopic measurements and observations of glacial tills, no matter how informative they are, have contributed to the development of micromorphological analysis first in thin sections, since the 80's using X-ray computed tomography, and recently X-ray computed microtomography (μ CT). The μ CT has found wide applications in science including earth sciences where is used for imagining various geological samples in the 3D view. The sampling procedure and preparation of samples do not generate much effort, and eventually, allow analysis of samples with a preserved undisturbed structure.

Herein, we present a short review and methodology of μ CT as well as its application to the study of glacial tills. For example, we analyzed a subglacial till sample from the lee side of a drumlin

located in the Stargard drumlin field area, NW Poland. The results show a distinctive bimodal pattern of clast fabrics which is interpreted as a result of subglacial till squeezing. Smaller clasts are obliquely oriented to the major direction of the ice flow whereas the larger clasts orientation is approximately in accordance with the major shear stress direction. Overall, our data emphasize the potential of the μ CT in glacial till studies.

Keywords: microtomography, glacial till, drumlin, subglacial processes, Stargard drumlin field

Analiza teksturalnych cech glin lodowcowych bazuje zwykle na terenowych pomiarach ułożenia dłuższych osi klastów. W tym celu wykonuje się 30 lub 50 pomiarów klastów, których stosunek długości osi *a* do *b* wynosi co najmniej 1,5 : 1 (patrz: Ringrose, Benn, 1997; Benn, Ringrose, 2001; Larsen, Piotrowski, 2003; Evans, Benn, 2004). Wyniki pomiarów uwidaczniają kinematykę analizowanego osadu, jak również umożliwiają trójwymiarową interpretację kierunków naprężeń, jakie działały w czasie depozycji materiału skalnego (np. Benn, 2004; Twiss, Moores, 2007). Takie dane są również wykorzystywane do interpretacji genezy osadu (Dowdeswell i in., 1985; Hart, 1994; Larsen, Piotrowski, 2003; Piotrowski i in., 2006). Niemniej jednak, w zależności od celu prowadzonych badań, często niezbędne jest poszerzenie zgromadzonego zbioru informacji o dane pochodzące z analiz mikromorfologicznych (van der Meer, 1993; Narloch, Piotrowski, 2013; Narloch i in., 2015; Livingstone i in., 2015; Larson i in., 2016), które przeprowadza się na płytkach cienkich pochodzących z próbek o nienaruszonej strukturze (Carr, Lee, 1998; Thomason, Iverson, 2006; van der Meer, Menzies, 2011). Badania prowadzone na płytkach cienkich ograniczają się jednak do analizy obrazu dwuwymiarowego, który uniemożliwia pełną obserwację przestrzenną. W przeszłości prowadzono badania na próbkach cienkich, które dostarczały danych przestrzennych, ale wymagało to przygotowania płytek cienkich w różnych płaszczyznach i umożliwiało obserwację tylko części pobranej próbki

(Grégoire i in., 1998). Analizę trójwymiarowego obrazu próbek gliny podejmowano również z użyciem skaningowego mikroskopu elektronowego (np. Rose, Hart, 2007; Włodarski, 2010), jednak jest to metoda umożliwiająca obserwację jedynie małego obszaru na powierzchni próbki. Jedyną obecnie wykorzystywaną metodą, która pozwala na prowadzenie trójwymiarowych analiz próbek skał o nienaruszonej strukturze, w tym orientacji klastów, jest tomografia komputerowa, która ze względu na możliwość uzyskania obrazu o dużej rozdzielczości jest określana jako mikrotomografia komputerowa (μ CT).

Tomografię komputerową wprowadzono do nauk geologicznych już w latach 80. XX w. Na początku stosowano ją do badań meteorytów (Arnold i in., 1982), obserwacji paleontologicznych (Conroy, Vannier, 1984), w petrologii do badania migracji płynów w skałach zbiornikowych (Wellington, Vinegar, 1987), a także do analiz sedymentologicznych (Kenter, 1989). Początkowo posługiwano się takimi samymi tomografiami, jakie były stosowane w medycynie, jednak ich rozdzielczość nie pozwalała na uzyskiwanie szczegółowych obrazów wewnętrznej budowy analizowanych próbek. Dopiero w drugiej połowie lat 90. XX w. zaczęto wykorzystywać przemysłowe tomografy wysokiej rozdzielczości, umożliwiające uzyskiwanie obrazu o rozdzielczości nawet 100 μ m (Ketcham, Carlson, 2001). Taki postęp technologiczny pozwolił na prowadzenie znacznie dokładniejszych analiz, bazujących już na μ CT, która coraz częściej znajdowała zastosowanie w geologii i naukach

¹ Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; piotr.hermanowski@amu.edu.pl

² Instytut Informatyki, Wydział Informatyki i Nauki o Materiałach, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 39, 41-200 Sosnowiec; piotr.duda@us.edu.pl

pokrewnych (np. Rowe, 1996; Denison, Carlson, 1997; Cifelli, Muizon, 1998; Zollikofer i in., 1998; Brown i in., 1999; Kuebler i in., 1999). Dalszy postęp techniki, umożliwiający uzyskiwanie obrazów o jeszcze lepszej jakości, sprawił, że w XXI w. μ CT znajduje coraz szersze zastosowanie w geologii (np. Delerue i in., 2003; Calmels, Allard, 2008; Leshner i in., 2009; Long i in., 2009; Zalewska i in., 2009; Cnudde, Boone, 2013; Dohnalik, Jarzyna, 2015; Thiemeyer i in., 2015), w tym również w badaniach osadów glacialnych (np. Fasano i in., 2007; Kilfeather, van der Meer, 2008; Spagnolo i in., 2016). Dużą zaletą μ CT jest to, że badanie nie niszczy analizowanej próbki, która tym samym może być następnie wykorzystana do innych badań.

Celem artykułu jest opisanie metodyki μ CT i jej zastosowania do badań glin lodowcowych. Przeglądowa forma artykułu została wzbogacona o opis wykorzystania μ CT do badania gliny subglacialnej pochodzącej z drumlina znajdującego się na obszarze północno-zachodniej Polski – w zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły.

MIKROTOMOGRAFIA KOMPUTEROWA

Zasada działania tomografów przemysłowych, wykorzystywanych przez geologów, jest analogiczna do stosowanej w urządzeniach przeznaczonych do badań medycznych. Różnica polega na tym, że w badaniach medycznych zarówno źródło promieniowania, jak i detektor zmieniają swoje położenie względem badanego obiektu, w przeciwieństwie do tomografów przemysłowych, gdzie rotacji jest poddawany badany obiekt, a źródło promieniowania i detektor pozostają nieruchome (Cnudde, Boone, 2013). Ponadto tomografy przemysłowe wyposażono w znacznie silniejsze źródło promieniowania niż te wykorzystywane do celów medycznych, co pozwala przenikać wiązce promieni przez obiekty o znacznie większej gęstości. Aby uzyskać obraz o bardzo dobrej rozdzielczości, wykorzystuje się napięcie przyspieszające, będące różnicą potencjałów pomiędzy anodą i katodą o wartości 200 kV (Ketcham, Carlson, 2001). W mikrotomografach przemysłowych wiązka promieniowania rentgenowskiego, która napotyka na swojej drodze obiekt będący przedmiotem badania, jest kierowana od źródła do detektora (ryc. 1). Wiązka ta,

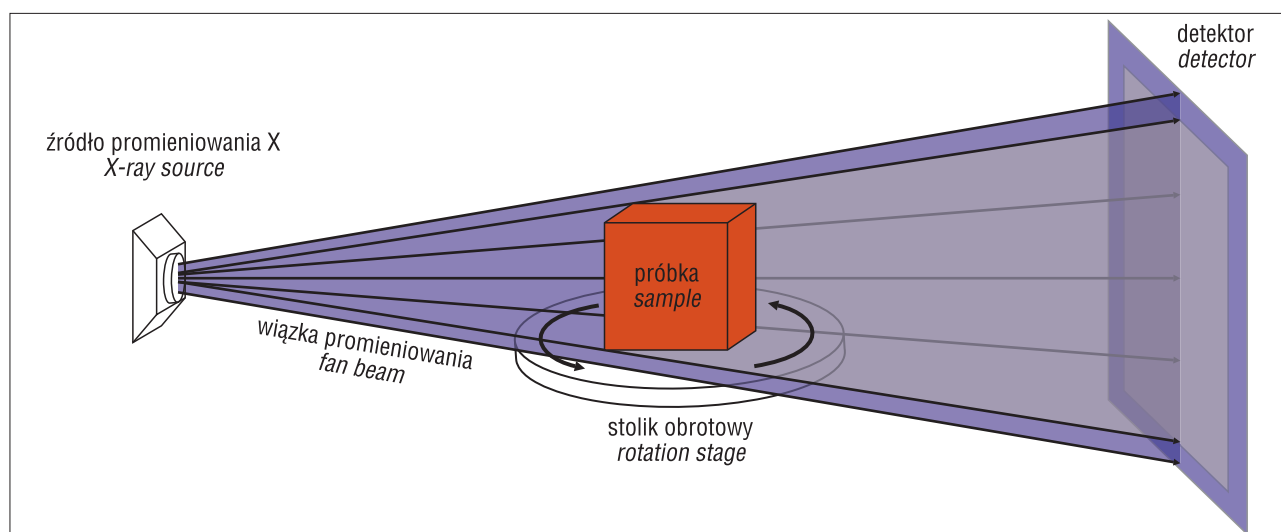
przechodząc przez badany obiekt, jest do pewnego stopnia rozpraszana i absorbowana, a stopień absorpcji jest zależny od gęstości ośrodka, przez który przechodzi promieniowanie, oraz od efektywnej liczby atomowej (Ketcham, Carlson, 2001; Long i in., 2009; Cantatore, Müller, 2011). Proces ten został opisany przez prawo Beera-Lamberta (nazywane też prawem Beera), które określa osłabienie monochromatycznej wiązki światła:

$$I = I_0 e^{-\mu x}$$

gdzie:

I – natężenie wiązki wychodzącej z badanego ośrodka;
 I_0 – oznacza natężenie wiązki padającej na badany ośrodek;
 μ – jest liniowym współczynnikiem absorpcji;
 x – określa grubość badanego obiektu (np. Ball, 2006).

W wyniku skanowania badanego obiektu uzyskujemy obraz 2D, a zatem podobny do obrazów uzyskiwanych podczas badań medycznych. Jednak w tym przypadku obiekt jest dodatkowo rotowany i skanowany z każdej strony. Uzyskane dane poddaje się rekonstrukcji, w wyniku której otrzymuje się wiele obrazów 2D w skali szarości, przy czym każdy jej odcień odpowiada stopniowi absorpcji promieniowania przez poszczególne obiekty (Ketcham, 2005a). Podczas rekonstrukcji redukuje się także szum na obrazie, będący typowym zjawiskiem dla obrazów tomograficznych (Cnudde, Boone, 2013; Budzik, Turek, 2016). Po połączeniu wszystkich obrazów 2D otrzymujemy obraz 3D, którego rozdzielczość, w odróżnieniu od pikseli, określają wielkości wokseli. Rozdzielczość jest uzależniona głównie od odległości ogniskowej oraz rozmiarów badanego obiektu i detektora (van Geet i in., 2001). Ograniczeniem w tej metodzie jest m.in. najmniejszy możliwy do uzyskania rozmiar woksela, który jest zależny do wielkości próbki (Kyrieleis i in., 2011). Nie można obserwować obiektów mniejszych niż rozmiar woksela. Konieczny jest zatem odpowiedni dobór wielkości próbki, zależnie od celu prowadzonych badań. Każde badanie wymaga więc podjęcia arbitralnej decyzji dotyczącej samej próbki oraz parametrów pracy tomografu komputerowego.



Ryc. 1. Schematyczna budowa tomografu laboratoryjnego wykorzystywanego w badaniach metodą mikrotomografii komputerowej
 Fig. 1. Schematic structure of lab-based X-ray tomograph used in micro-computed tomography studies

Interpretację uzyskanych obrazów utrudniają pojawiające się na nich zniekształcenia, czyli tzw. artefakty, które mogą mieć różne przyczyny (patrz: Tafforeau i in., 2006; Schulze i in., 2011; Cnudde, Boone, 2013). Głównym powodem pojawiania się artefaktów jest utwardzenie (osłabienie) wiązki promieniowania (Van de Casteele i in., 2002; Budzik, Turek, 2016).

Przygotowanie próbek

Warunkiem koniecznym do przeprowadzenia badania w mikrotomografie komputerowej jest to, aby próbka w czasie badania była stabilna, a jej rozmiary nie przekraczały możliwości technicznych urządzenia. Badaniu μ CT należy poddawać próbki o nienaruszonej strukturze, co w przypadku próbek osadów glacyogenicznych może okazać się niekiedy trudne. Aby zapewnić nienaruszoną strukturę próbki, pobiera się ją w terenie do zorientowanych puszek Kubieny, mających zwykle rozmiary $8 \times 6 \times 4$ cm. Po przetransportowaniu próbek do laboratorium suszy się je na powietrzu, a następnie poddaje impregnacji. Stosowana procedura jest więc analogiczna do sposobu pobierania próbek do badań mikromorfologicznych, z pominięciem etapu cięcia i przygotowania preparatów na płytkach cienkich (por. van der Meer, 1993; Carr, Lee, 1998; Mroczek, 2001; Narloch, Piotrowski, 2013). Impregnacja próbki dowolną żywicą zapewnia zachowanie nienaruszonej struktury i jednocześnie nie wpływa na jakość obrazu uzyskanego po zastosowaniu μ CT.

OPRACOWANIE DANYCH

Przeprowadzenie analiz ilościowych wymaga opracowania danych uzyskanych w wyniku μ CT. Zakres prac realizowanych na tym etapie jest determinowany przez cel badań. Dane można opracować wykorzystując dostępne oprogramowanie, m.in. VGStudioMAX (np. Thiemeyer i in., 2015) lub darmowe programy: Quant3D (np. Ketcham, Ryan, 2004), Drishti (np. Tarplee i in., 2011) lub Blob3D (Ketcham, 2005a).

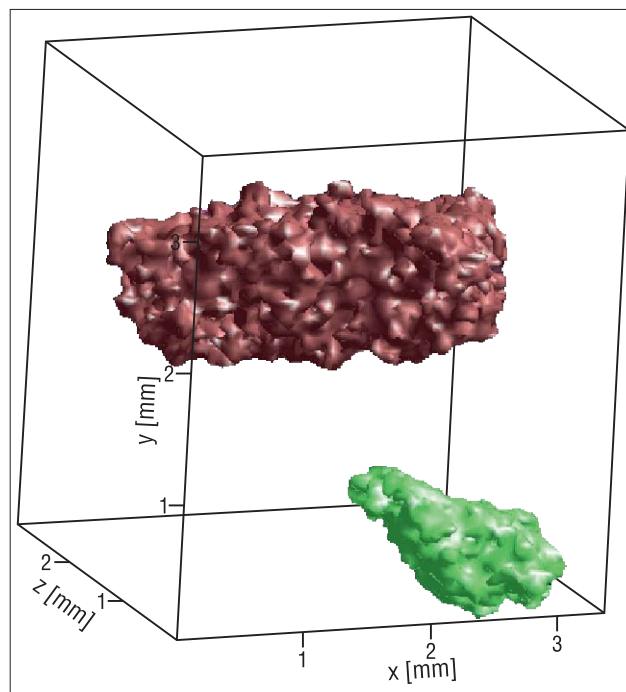
W badaniach glin lodowcowych danymi, które najczęściej chcemy uzyskać do dalszych analiz i interpretacji, jest ułożenie dłuższych osi klastów lub rozmiary porów i sieć ich połączeń. Dużą kontrolę nad tym, które klasty lub pory zostaną uwzględnione w dalszych analizach, daje program Blob3D. Oprogramowanie to umożliwia automatyczne wykonanie tysięcy pomiarów jednej próbki. Procedura poprzedzająca uzyskanie danych do dalszych analiz jest czasochłonna i składa się z trzech etapów: segmentacji, separacji i ekstrakcji danych (Ketcham, 2005b).

Etap segmentacji polega na wstępnej identyfikacji klastów, porów lub ziaren mineralnych, które mają być poddane szczegółowym pomiarom. Na tym etapie na obrazach 2D w skali szarości graficznie identyfikuje się interesujące nas obiekty, wykorzystując do tego celu wiele filtrów, dających możliwość wyodrębnienia zakresu skali szarości odpowiadającej naszym obiektom. Jeśli w badanej próbce mamy do czynienia z dużym kontrastem kolorów pomiędzy naszymi obiektami a pozostałą częścią próbki, wtedy już na tym etapie jesteśmy w stanie wyodrębnić nasze obiekty w sposób zadowalający. Jednak w przypadku glin lodowcowych kontrast pomiędzy poszczególnymi klastami a matriks jest zazwyczaj znikomy, co wymusza duży

nakład pracy w kolejnym etapie badań, a uzyskane wyniki są w pewnym stopniu zależne od subiektywnej oceny (Baveye i in., 2010). Jeśli natomiast badania skupiają się na objętości i rozkładzie porów wewnątrz gliny, to kontrast kolorów pomiędzy nimi a matriks jest znaczący i już na etapie segmentacji możliwe jest oddzielenie porów od reszty skały.

Etap separacji ma na celu oddzielenie wszystkich pojedynczych obiektów, które zostaną poddane pomiarom. Na tym etapie obiekty wstępnie wyselekcjonowane podczas segmentacji są wyświetlane w widoku 3D, który pozwala jednoznacznie zidentyfikować, czy dany obiekt spełnia stawiane przez nas wymagania w odniesieniu do geometrii, rozmiarów lub położenia (ryc. 2). Wielokrotnie mamy również do czynienia z obiektami, które stykają się ze sobą i wstępnie są przez program traktowane jako jeden obiekt, a możliwość ich rozdzielenia uzyskujemy podczas etapu separacji. Pojedyncze obiekty można odseparować w sposób automatyczny lub manualny. W drugim z tych sposobów każdy pojedynczy obiekt, który możemy odrzucić lub zaakceptować do dalszych analiz, jest wyświetlany niezależnie.

Procedurę obróbki danych z μ CT kończy proces ekstrakcji danych, w czasie którego jest precyzowana orientacja próbki, a następnie są wykonywane pomiary każdego odseparowanego obiektu. Najistotniejszymi parametrami, które można automatycznie zmierzyć na tym etapie badań glin lodowcowych, są: objętość (klastów lub innych odseparowanych obiektów – np. porów), współczynnik wydłużenia klastów (stosunek długości osi a do b), długość osi a , orientacja osi a , długość osi b i orientacja osi b . Wyekstrahowane dane mogą być następnie wykorzystane, np. do wykonania stereogramów.



Ryc. 2. Widok 3D klastów na etapie ich separacji. Obiekty mogą być dowolnie rotowane w celu weryfikacji ich geometrii, rozmiarów lub położenia

Fig. 2. 3D view of clasts in the separation stage. Objects can be freely rotated to verify their geometry, size or spatial location

PRZYKŁAD ZASTOSOWANIA μ CT DO BADANIA GLIN LODOWCOWYCH

Badania glin lodowcowych z wykorzystaniem μ CT przeprowadzono na próbkach gliny z drumlinów, które tworzą w północno-zachodniej Polsce stargardzkie pole drumlinowe (ryc. 3A). Pole to znajduje się na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu w fazie pomorskiej zlodowacenia wisły (ok. 16–17 tys. lat BP; Marks, 2012; Rinterknecht i in., 2012; Stroeven i in., 2016). Z uwagi na przeglądową formę artykułu przedstawiono w nim wyniki badań jedynie jednej z wielu pobranych próbek.

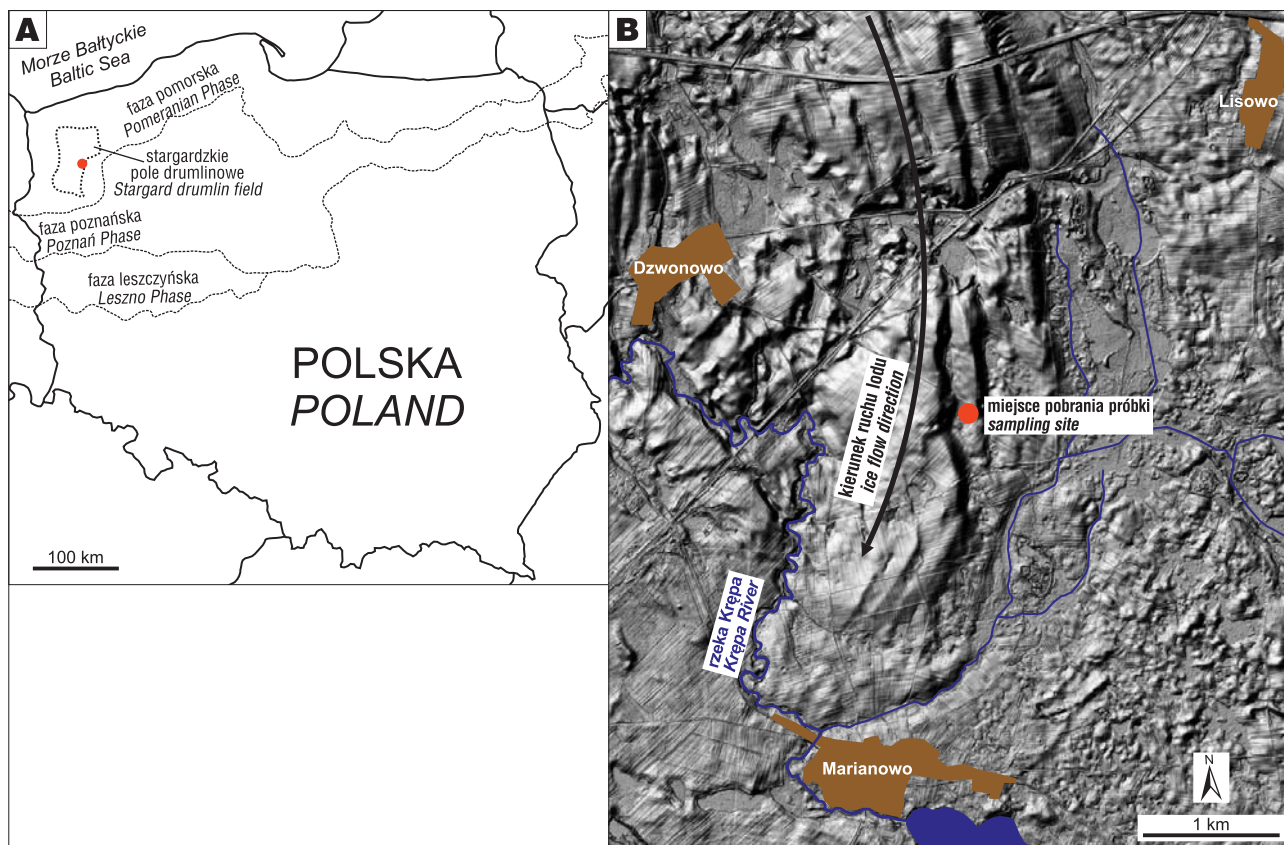
Stargardzkie pole drumlinowe po raz pierwszy zostało opisane przez Keilhacka (1897), który określił jego rozprzestrzenienie i sporządził bardzo ogólny opis geomorfologiczny. Również późniejsze prace dotyczące tego obszaru skupiały się niemal wyłącznie na analizach geomorfologicznych (Woldstedt, 1931; Karczewski, 1976, 1995; Morawska, Morawski, 2009; Piotrowski i in., 2012). Jedynie nieliczne opracowania zawierały informacje dotyczące budowy geologicznej drumlinów (Karczewski, 1987; Rachlewicz, 2001a, b). Dotychczas najwięcej informacji odnoszących się do wewnętrznej budowy drumlinów występujących na terenie stargardzkiego pola drumlinowego przedstawił Hermanowski i in. (2019).

Próbkę gliny, wytypowaną jako przykład zastosowania μ CT w badaniach glin lodowcowych, pobrano z dystalnej części drumlina zlokalizowanego niedaleko miejscowości Dzwonowo (ryc. 3B). Dłuższa oś tej formy ma kierunek N–S (352° – 172°). W budowie wewnętrznej tego drumlina domi-

nuje subglacialna glina trakcyjna sensu Evans i in. (2006), a podrzędnie występują utwory fluwioglacialne (Hermanowski i in., 2019). Próbkę o wymiarach $9 \times 6,5 \times 4$ cm pobrano z głębokości 1,5 m ze ściany wkopu o głębokości 2,8 m. Po przetransportowaniu jej do laboratorium, wysuszeniu i impregnacji żywicą, wycięto z niej środkową część, pozbywając się tym samym zewnętrznych części próbki, w których struktura szkieletu ziarnowego mogła ulec zaburzeniu w czasie poboru. Ostatecznie uzyskano sześcienną próbkę o wymiarach $5,5 \times 5,0 \times 2,5$ cm.

Badanie przeprowadzono w Wydziałowym Laboratorium Mikrotomografii Komputerowej Uniwersytetu Śląskiego, w wysokorozdzielczym skanerze rentgenowskim phoenix v|tome|x, wyposażonym w lampę mikrofokus 240 kV/320 W oraz lampę nanofokus 180 kV/15 W. Próbkę skanowano pod napięciem przyspieszającym 200 kV i w natężeniu 200 μ A. Uzyskano obraz 3D o wysokiej rozdzielczości i jednorodnych wymiarach wokseli – równych 60 μ m (ryc. 4). Następnie, wykorzystując program Blob3D, odseparowano 125 klastów spełniających warunek stosunku długości osi a do osi $b \geq 1,5/1$. Wykonano pomiary długości osi a i b tych klasów oraz orientacji osi a w przestrzeni geograficznej.

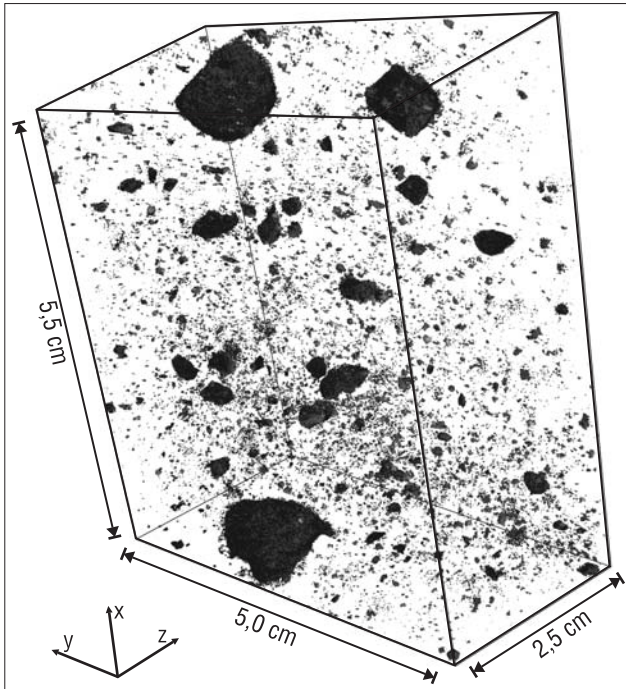
Wyniki pomiarów orientacji klastów przedstawiono na stereogramach konturowych wykreślonych metodą Kamba w interwale 2 sigma (Kamb, 1959), z projekcją na dolną półkulę siatki Schmidta. Stereogramy obrazują orientację wszystkich odseparowanych klastów, a także w rozbiciu na sześć grup – trzy grupy zależne od długości osi a , tj.: poni-



Ryc. 3. Lokalizacja stargardzkiego pola drumlinowego i miejsca poboru próbki gliny (A) oraz miejsce poboru próbki gliny na tle cieniowanej mapy reliefu (B)

Fig. 3. Location of the Stargard drumlin field and sampling site (A) and location of the sampling site on a shaded-relief map (B)

żej 1,2 mm; od 1,2 do 2,0 mm; powyżej 2,0 mm oraz trzy grupy zależne od stosunku osi a do b , tj.: od 1,5 do 1,7; od 1,7 do 2,0 i powyżej 2,0. Przedziały poszczególnych grup dobrano tak, aby jak najlepiej zobrazować specyfikę ułożenia klastów. Parametry statystyczne orientacji klastów, takie jak: wektor wypadkowy (V_1) oraz wartość własną wektora S_1 (Benn, 2004), policzono zarówno w odniesieniu do zbioru wszystkich pomiarów, jak i każdej z sześciu wydzielonych grup.



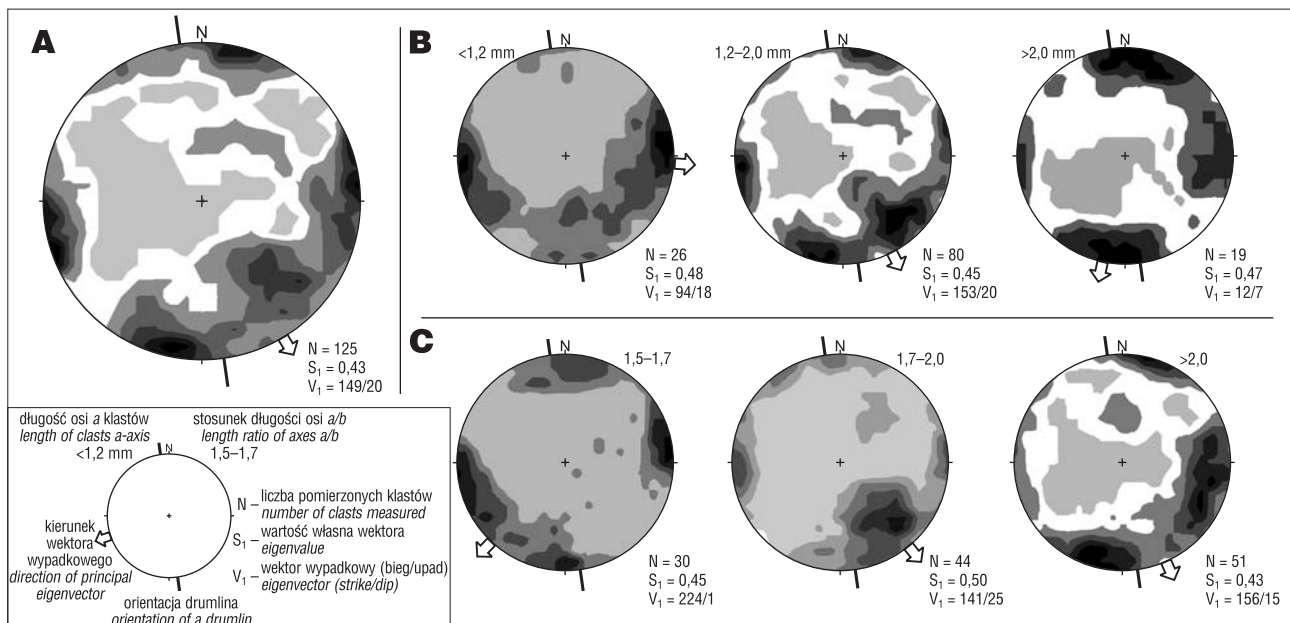
Ryc. 4. Wizualizacja ułożenia ziaren szkieletu ziarnowego w badanej próbce

Fig. 4. Visualization of skeleton particles within the analyzed sample

WYNIKI

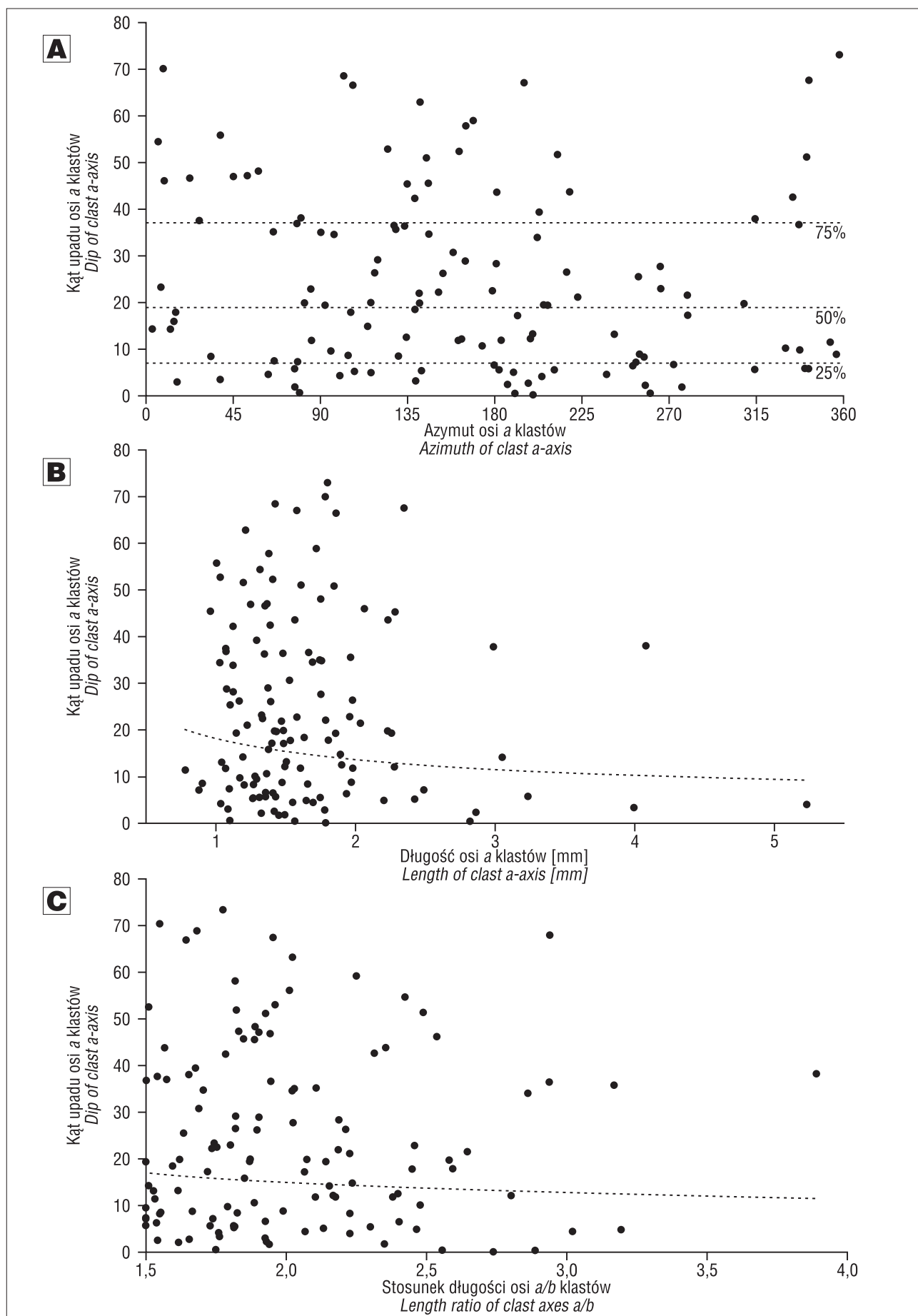
Pomiary orientacji wszystkich klastów wyodrębnionych z analizowanej próbki wskazują na występowanie dwóch dominujących kierunków ich ułożenia (ryc. 5A). Pierwszy z kierunków to N–S (azymut 192°), natomiast drugi to E–W (azymut 263°). Ze względu na występowanie dwóch głównych kierunków ułożenia dłuższych osi klastów, wektor wypadkowy, którego bieg wynosi 149° , a upad 20° , znacząco się od nich różni. Skutkuje to niską wartością własną wektora S_1 , wynoszącą 0,43. Żaden z dwóch dominujących kierunków ułożenia klastów nie jest zgodny z orientacją osi drumlina. Niezależnie od orientacji osi a klastów, kąty ich upadu w zdecydowanej większości, bo aż u 75%, wynoszą poniżej 37° (ryc. 6A). Kąt upadu 50% klastów wynosi poniżej 19° , a 25% klastów poniżej 7° . Stosunek kąta upadu osi a klastów do jej azymutu nie wykazuje zróżnicowania, nie można zatem na podstawie analizowanej próbki wykazać zależności pomiędzy tymi dwiema wartościami. Przyrównując zaś zależność kąta upadu osi a do jej długości stwierdzono, że zaznacza się minimalny trend zmniejszenia kąta upadu wraz ze wzrostem długości osi a (ryc. 6B). Wyznaczony trend jest jednak nieznaczny i może być konsekwencją zbyt małej liczby klastów, u których długość osi a przekracza 2 mm. Pozbawiony trendu jest natomiast stosunek kąta upadu osi a do wydłużenia klastów, definiowanego jako stosunek długości osi a/b (ryc. 6C). Również w tym przypadku należy zwrócić uwagę na małą liczbę klastów charakteryzujących się wydłużeniem ponad 2,5.

Stereogramy obrazujące ułożenie dłuższych osi klastów w podziale na trzy grupy, zależne od długości osi a , wykazują znaczne zróżnicowanie (ryc. 5B). W analizowanej próbce wyodrębniono 26 klastów, w których długość osi a wynosi poniżej 1,2 mm. Wśród takich klastów dominuje kierunek ułożenia E–W. Kierunek ten potwierdza również wartość wektora wypadkowego, wynosząca 94°



Ryc. 5. Stereogramy prezentujące ułożenie klastów w badanej próbce gliny: A – wszystkich wyodrębnionych klastów; B – w podziale na trzy zbiory zależne od długości osi a ; C – w podziale na trzy zbiory zależne od stosunku długości osi a/b

Fig. 5. Stereoplots of clast orientation in the analyzed sample: A – for all separated clasts; B – divided into three sets depending on length of clasts a -axis; C – divided into three sets depending on length ratio of axes a/b



Ryc. 6. Stosunek kąta upadu osi *a* klastów do: A – azymutu osi *a* klastów; B – długości osi *a* klastów; C – stosunku długości osi *a/b* klastów
 Fig. 6. Relation of dip of clast *a*-axis to: A – azimuth of clast *a*-axis; B – length of clast *a*-axis; C – length ratio of clast axes *a/b*

(bieg). Kąt upadu wektora wynosi 18° . Wartość S_1 jest jednak niska i wynosi 0,48. Analiza stereogramu prowadzi do wniosku, że nieliczne klasty mają również ułożenie NW–SE. Klastów, w których długość osi a wynosi od 1,2 do 2,0 mm, wyodrębniono 80. W tym przypadku trudno jest wskazać dominujący kierunek ułożenia osi klastów. Wektor V_1 ma wartość $153^\circ/20^\circ$ (bieg/upad), a zatem bieg jest o blisko 60° większy od biegu klastów o długości osi a poniżej 1,2 mm. Brak dominującego kierunku ułożenia klastów skutkuje niską wartością S_1 , wynoszącą 0,45. Trzecią z analizowanych grup tworzą klasty, u których oś a jest dłuższa od 2,0 mm. W próbce wyodrębniono 19 takich klastów. W tej grupie zaznacza się dominacja klastów o orientacji N–S. Niemniej jednak część klastów jest ułożona w kierunku E–W. Obliczona wartość wektora wypadkowego wynosi $12^\circ/7^\circ$ (bieg/upad), a wartość własna wektora – 0,47.

W analizowanej próbce wyodrębniono 30 klastów, u których stosunek osi a do osi b zawiera się w przedziale od 1,5 do 1,7 (ryc. 5C). Ułożenie tych klastów wskazuje dwa kierunki, tj. E–W oraz N–S. Kierunkiem, który nieznacznie przeważa, jest E–W. Takie ułożenie klastów powoduje, że wektor wypadkowy nie odzwierciedla żadnego z nich; bieg i upad wynoszą odpowiednio 224° i 1° . Potwierdza to również niska wartość własna wektora, wynosząca 0,45. Wyodrębniono 44 klasty o stosunku osi a/b zawierającym się w zakresie 1,7–2,0. Pomimo, że wartość własna wektora tej grupy klastów jest niewielka (0,50), to wektor wypadkowy pokrywa się z dominującym kierunkiem ich ułożenia. Wektor V_1 przyjmuje wartości 141° i 25° (bieg i upad), jednakże stereogram ujawnia również klasty o ułożeniu wschód–zachód. Ostatnią analizowaną grupą są klasty, w których stosunek osi a/b wynosi powyżej 2,0. W tej grupie wyróżniono 51 klastów. Stereogram wskazuje, że dominuje kierunek ułożenia klastów zbliżony do N–S. Znaczna część klastów jest jednak zorientowana w kierunku wschodnim. Takie przestrzenne ukierunkowanie klastów ponownie skutkuje tym, że wektor wypadkowy nie odpowiada żadnemu z tych kierunków i ma wartość $156^\circ/15^\circ$. Wartość własna wektora jest niska i wynosi 0,43.

DYSKUSJA

Badając próbkę gliny za pomocą μ CT wykazano występowanie w niej bimodalnego rozkładu dominujących kierunków dłuższych osi klastów, tj. N–S i W–E. Ułożenie N–S jest zbliżone do orientacji osi drumlina, choć nie pokrywa się z nim dokładnie. Jest to przesłanka, która może dowodzić erozyjnej genezy drumlina (patrz: Hermanowski i in., 2019). Niezależnie od genezy tej formy można przyjąć, że większe klasty, zorientowane N–S, odwzorowują główny kierunek działania naprężeń, równoległy do kierunku ruchu lądolodu w czasie depozycji osadu (Dowdeswell, Sharp, 1986; Benn, 1994; Hart, 1994). Natomiast odmienne ułożenie mniejszych klastów sugeruje, że działały również siły o odmiennej orientacji, w tym przypadku niemal prostopadłe do głównego kierunku działania naprężeń. Tego typu rozkład naprężeń jest możliwy, gdy po obu stronach formy subglacialnej, którą w tym przypadku jest drumlin, dochodzi do bezpośredniej erozji glacialnej, a osady nieskonsolidowane są wyciskane na boki, przyczyniając się do powstania formy pozytywnej (Clark i in., 2003). Taki mechanizm jest możliwy przy dużej podatności gliny na odkształcenia, które są tym większe, im bardziej uwod-

niony jest osad lub im większe jest w nim ciśnienie porowe (np.: Boulton i in., 2001; van der Meer i in., 2003; Evans i in., 2006; Iverson, 2010; Menzies i in., 2016).

Krüger (1970), a także Kjær i Krüger (1998) wykazali, że im dłuższa jest oś a klastów, tym większą wykazują one zbieżność z kierunkiem ruchu lodu, a zatem z kierunkiem działania głównych naprężeń. Z kolei wyniki innych badań terenowych (Benn, 1994; Benn, Evans, 1996; Larsen, Piotrowski, 2003) i laboratoryjnych (Hooyer, Iverson, 2000) nie potwierdzają tych wniosków i dowodzą braku korelacji pomiędzy długością osi a klastów a wartością własną wektora S_1 . Wszystkie wymienione opracowania bazowały na pomiarach w skali makro. W analizowanej próbce kierunek ułożenia klastów N–S jest wyznaczany głównie przez większe klasty, o długości osi a powyżej 2,0 mm, natomiast kierunek W–E wyznaczają głównie klasty, u których długość osi a nie przekracza 1,2 mm. Podobną zależność orientacji ziaren od ich wielkości obserwowano w glinie tworzącej wielkoskalowe lineacje glacialne niedaleko Środy Wielkopolskiej, gdzie również, na podstawie badań μ CT, obserwowano bimodalne ułożenie dłuższych osi klastów (Spagnolo i in., 2016).

Wyniki analiz nie wykazały istotnego związku pomiędzy wydłużeniem klastów a ich orientacją. Niemniej jednak wśród ziaren, których stosunek osi a do b wynosi powyżej 2,0, nieznacznie wyraźniej zaznacza się ułożenie N–S. Zróżnicowanie to jest jednak niewielkie i nie dostarcza argumentów umożliwiających wykazanie takiej zależności. Jedynie analiza większej liczby próbek (lub próbki o większej liczbie klastów charakteryzujących się bimodalnym ułożeniem) mogłaby być podstawą do dalszej interpretacji.

Ponad 50% analizowanych klastów charakteryzuje się kątem upadu, który niezależnie od orientacji ziaren, długości osi a czy stosunku osi a/b , nie przekracza 20° . Pomiary makroskopowe kąta upadu klastów w subglacialnych glinach lodu aktywnego (patrz: Evans i in., 2006) zwykle wykazują mniejsze kąty upadu, które powodują, że kąt nachylenia wektora wypadkowego wynosi poniżej 10° , a nawet poniżej 5° (np.: Rose, 1989; Jørgensen, Piotrowski, 2003; Wysota, 2007; Tylmann, Wysota, 2011; Tylmann i in., 2013; Salamon, 2015). Pomiary makroskopowe dotyczą jednak klastów, których długość osi a zwykle przekracza 1 cm, natomiast w analizowanej próbce długość osi a największego klastu wynosi 5,2 mm, a średnia długość osi a to 1,6 mm. Większe kąty upadu osi klastów o tych rozmiarach mogą być konsekwencją ich rotacji, w wyniku której powstają struktury rotacyjne, typowe zwłaszcza dla osadów poddawanych deformacjom plastycznym (van der Meer, 1993; Menzies, Zaniewski, 2003; Larsen i in., 2007; Narloch, Piotrowski, 2013).

PODSUMOWANIE

Mikrotomografia komputerowa jest metodą badawczą coraz częściej stosowaną w geologii, w tym do badań utworów glacialnych, a szczególnie glin lodowcowych. Pomimo pewnych ograniczeń, np. powstających niekiedy zniekształceń obrazu, μ CT daje możliwość wykonania badań, których nie jesteśmy w stanie przeprowadzić innymi metodami. Umożliwia m.in. przestrzenną analizę ułożenia klastów o rozmiarach zarówno mniejszych od 1 mm, jak i tych wynoszących kilka centymetrów, jeśli dysponujemy

odpowiednio dużą próbką. Analiza klastów z tak szerokiego przedziału wielkości zwiększa spektrum danych możliwych do wykorzystania do interpretacji procesów zachodzących w czasie depozycji osadów, w stosunku do standardowych pomiarów wykonywanych w skali makro. Potwierdza to przeprowadzona analiza próbki pobranej z dystalnej części drumlina. Na podstawie uzyskanych wyników można wnioskować, że podczas formowania drumlina, z którego pobrano próbkę, zachodziły procesy wyciskania osadów od boku drumlina do jego głównej osi.

Dotychczasowe wyniki badań innych autorów, jak również rezultaty pomiarów prezentowane w tym artykule wskazują na konieczność prowadzenia dalszych analiz zależności długości klastów od ich orientacji, z zastosowaniem zarówno pomiarów w skali makro, jak i mikro. Wykorzystanie μ CT może dostarczyć licznych danych, które staną się istotnym przedmiotem dyskusji toczącej się na temat genezy drumlinów oraz procesów towarzyszących depozycji glin subglacjalnych.

Autorzy dziękują Adamowi Młynarczykowi z Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza za udostępnienie narzędzi informatycznych wykorzystanych do opracowania danych, Karolowi Tyłmannowi z Uniwersytetu Gdańskiego za wnikliwą i rzeczową recenzję manuskryptu, która przyczyniła się do poprawy jego jakości oraz anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi. Prace zrealizowano w ramach projektu sfinansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki, przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/D/ST10/01168.

LITERATURA

- ARNOLD J.R., TESTA J.P.J., FRIEDMAN P.J., KAMBIC G.X. 1982 – Computed tomographic analysis of meteorite inclusions. *Science*, 219: 383–384.
- BALL D.W. 2006 – Field Guide to Spectroscopy. SPIE Press, Bellingham, WA.
- BAVEYE P.C., LABA M., OTTEN W., BOUCKAERT L., DELLO STERPAIO P., GOSWAMI R.R., GRINEV D., HOUSTON A., HU Y., LIU J., MOONEY S., PAJOR R., SLEUTEL S., TARQUIS A., WANG W., WEI Q., SEZGIN M. 2010 – Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Goderna*, 157: 51–63.
- BENN D.I. 1994 – Fluted moraine formation and till genesis below a temperate glacier: Sletmarksbreen, Jotunheimen, Norway. *Sedimentology*, 41: 279–292.
- BENN D.I. 2004 – Microfabric. [W:] Evans D.J.A., Benn D.I. (red.), A practical Guide to the Study of Glacial Sediments. Arnold, London.
- BENN D.I., EVANS D.J.A. 1996 – The interpretation and classification of subglacially deformed materials. *Quatern. Sci. Rev.*, 15: 23–52.
- BENN D.I., RINGROSE T.J. 2001 – Random variation of fabric eigenvalues: implications for the use of a-axis fabric data to differentiate till facies. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 26: 295–306.
- BOULTON G.S., DOBBIE K.E., ZATSEPIN S. 2001 – Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quatern. Intern.*, 86: 3–28.
- BROWN M.A., BROWN M., CARLSON W.D., DENISON C. 1999 – Topology of syntectonic melt flow networks in the deep crust: inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites. *Amer. Mineral.*, 84: 1793–1818.
- BUDZIK G., TUREK P. 2016 – Proces rekonstrukcji obrazów tomograficznych. *Probl. Nauk Stosow.*, 4: 57–64.
- CALMELS F., ALLARD M. 2008 – Segregated ice structures in various heaved permafrost landforms through CT scan. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 33: 209–225.
- CANTATORE A., MÜLLER P. 2011 – Introduction to computed tomography. DTU Mechanical Engineering, Kgs. Lyngby.
- CARR S.J., LEE J.A. 1998 – Thin section production of diamicts: problems and solutions. *J. Sediment. Res.*, 68: 217–221.
- CIFELLI R.L., MUIZON C.D. 1998 – Marsupial mammal from the Upper Cretaceous North Horn Formation, central Utah. *J. Paleont.*, 72: 532–537.
- CLARK C.D., TULACZYK S.M., STOKES C.R., CANALS M. 2003 – A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *J. Glaciology*, 49: 240–256.
- CNUDDÉ V., BOONE M.N. 2013 – High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Sci. Rev.*, 123: 1–17.
- CONROY G.C., VANNIER M.W. 1984 – Noninvasive three-dimensional computer imaging of matrix-filled fossil skulls by high-resolution computed tomography. *Science*, 226: 456–458.
- DELERUE J.F., PERRIER E., TIMMERMAN A., SWENNEN R. 2003 – 3D soil image characterization applied to hydraulic properties computation. London. [W:] Mees F., Swennen R., Van Geet M., Jacobs P. (red.), Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences. Geol. Soc. Sp. Publ., 215: 167–176.
- DENISON C., CARLSON W.D. 1997 – Three-dimensional quantitative textural analysis of metamorphic rocks using high-resolution computed X-ray tomography: Part II. Application to natural samples. *J. Metamorph. Geol.*, 15: 45–57.
- DOHNALIK M., JARZYNA J. 2015 – Determination of reservoir properties through the use of computed X-ray microtomography – eolian sandstone examples. *Geol., Geophys. Environ.*, 41: 223–248.
- DOWDESWELL J.A., HAMBREY M.J., WUR R. 1985 – A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacial sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 55: 691–704.
- DOWDESWELL J.A., SHARP M.S. 1986 – Characterization of pebble fabrics in modern glacial sediments. *Sedimentology*, 33: 699–710.
- EVANS D.J.A., BENN D.I. 2004 – A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments. Arnold, London.
- EVANS D.J.A., PHILLIPS E.R., HIEMSTRA J.F., AUTON C.A. 2006 – Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Sci. Rev.*, 78: 115–176.
- FASANO F., BARONIC., TALARICO F.M., BETTUZZI M., PASINI A. 2007 – Glacial stress field orientation reconstructed through micromorphology and μ X-ray computed tomography of till. [W:] Hambrey M.J., Christoffersen P., Glasser N.F., Hubbard B. (red.), Glacial Sedimentary Processes and Products. Blackwell, Oxford: 289–294.
- GRÉGOIRE V., DARROZES J., GAILLOT P., NÉDÉLEC A., LA-UNEAU P. 1998 – Magnetic grain shape fabric and distribution anisotropy vs. rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *J. Struct. Geol.*, 20: 937–944.
- HART J.K. 1994 – Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 19: 15–32.
- HERMANOWSKI P., PIOTROWSKI J.A., SZUMAN I. 2019 – An erosional origin for drumlins of NW Poland. *Earth Surf. Proc. Landforms*, w druku. <https://doi.org/10.1002/esp.4630>
- HOOYER T.S., IVERSON N.R. 2000 – Clast-fabric development in a shearing granular material: Implication for subglacial till and fault gouge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112: 683–692.
- IVERSON N.R. 2010 – Shear resistance and continuity of subglacial till: hydrology rules. *J. Glaciology*, 56: 1104–1114.
- JØRGENSEN F., PIOTROWSKI J.A. 2003 – Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32: 242–255.
- KAMB B. 1959 – Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *J. Geophys. Res.*, 64: 1891–1909.
- KARCZEWSKI A. 1976 – Morphometric features of drumlins in western Pomerania. *Quaestiones Geograph.*, 3: 35–42.
- KARCZEWSKI A. 1987 – Lithofacies variability of a drumlin in Pomerania, Poland. [W:] Menzies J., Rose J. (red.), Drumlin Symposium. Balkema, Rotterdam: 177–183.
- KARCZEWSKI A. 1995 – The Stargard drumlin field. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 27–30.
- KJÆR K.H., KRÜGER J. 1998 – Does clast size influence fabric strength? *J. Sediment. Res.*, 68: 746–749.
- KEILHACK K. 1897 – Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. *Jahrb. Königl. Preuss. Geol. Landesanst.*, 17: 163–188.
- KENTER J.A.M. 1989 – Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnol.*, 8: 201–211.
- KETCHAM R.A. 2005a – Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *J. Structural Geol.*, 27: 1217–1228.
- KETCHAM R.A. 2005b – Computational methods for quantitative analysis of three-dimensional features in geological specimens. *Geosphere*, 1: 32–41.
- KETCHAM R.A., CARLSON W.D. 2001 – Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomography imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences*, 27: 381–400.
- KETCHAM R.A., RYAN T.M. 2004 – Quantification and visualization of anisotropy in trabecular bone. *J. Microscopy*, 213: 158–171.

- KILFEATHER A.A., VAN DER MEER J.J.M. 2008 – Pore size, shape and connectivity in tills and their relationship to deformation processes. *Quatern. Sci. Rev.*, 27: 250–266.
- KRÜGER J. 1970 – Till fabric in relation to direction of ice movement. A study from Fakse Bank, Denmark. *Geografisk Tidsskrift*, 69: 133–170.
- KUEBLER K.E., MCSWEEEN H.Y., CARLSON W.D., HIRSCH D. 1999 – Sizes and masses of chondrules and metal-troilite grains in ordinary chondrites: possible implication for nebular sorting. *Icarus*, 141: 96–106.
- KYRIELEIS A., TITARENKO V., IBISON M., CONNOLLEY T., WITHERS P.J. 2011 – Region-of-interest tomography using filtered back-projection: assessing the practical limits. *J. Microscopy*, 241: 69–82.
- LARSEN N.K., PIOTROWSKI J.A. 2003 – Fabric pattern in a basal till succession and its significance for reconstructing subglacial processes. *J. Sediment. Res.*, 73: 725–734.
- LARSEN N.K., PIOTROWSKI J.A., MENZIES J. 2007 – Microstructural evidences of low-strain, time-transgressive subglacial deformation. *J. Quatern. Sci.*, 22: 593–608.
- LARSON G.J., MENZIES J., LAWSON D.E., EVENSON E.B., HOPKINS N.R. 2016 – Macro- and micro-sedimentology of a modern melt-out till – Matanuska Glacier, Alaska, USA. *Boreas*, 45: 235–251.
- LESHER C.E., WANG Y.B., GAUDIO S., CLARK A., NISHIYAMA N., RIVERS M. 2009 – Volumetric properties of magnesium silicate glasses and supercooled liquid at high pressure by X-ray microtomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 174: 292–301.
- LIVINGSTONE S.J., PIOTROWSKI J.A., BATEMAN M.D., ELY J.C. 2015 – Discriminating between subglacial and proglacial lake sediments: an example from the Dänischer Wohld Peninsula, northern Germany. *Quatern. Sci. Rev.*, 112: 86–108.
- LONG H., SWENNEN R., FOUBERT A., DIERICK M., JACOBS P. 2009 – 3D quantification of mineral components and porosity distribution in Westphalian C sandstone by microfocus X-ray computed tomography. *Sediment. Geol.*, 220: 116–225.
- MARKS L. 2012 – Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 44: 81–88.
- MENZIES J., ZANIEWSKI K. 2003 – Microstructures within a modern debris flow deposits derived from Quaternary glacial diamicton – a comparative micromorphological study. *Sediment. Geol.*, 157: 31–48.
- MENZIES J., VAN DER MEER J.J.M., RAVIER E. 2016 – A kinematic unifying theory of microstructures in subglacial tills. *Sediment. Geol.*, 344: 57–70.
- MORAWSKA M., MORAWSKI M. 2009 – Formy po strumieniach lodowych w Polsce Zachodniej i Północno-Zachodniej – identyfikacja w rzeźbie. *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. V, ser. *Geografia*, 88: 329–352.
- MROCZEK P. 2001 – Mikromorfologia osadów klastycznych i gleb. *Przedmiot, zastosowanie i wybrane metody analiz*. *Czasop. Geograf.*, 72: 211–229.
- NARLOCH W., PIOTROWSKI J.A. 2013 – Mikromorfologia glin lodowcowych jako narzędzie w rekonstrukcji procesów subglacjalnych. *Prz. Geol.*, 61: 294–303.
- NARLOCH W., PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W., TYLMANN K. 2015 – Till formation under a soft-bedded palaeo-ice stream of the Scandinavian Ice Sheet, constrained using qualitative and quantitative microstructural analyses. *Sediment. Geol.*, 326: 64–78.
- PIOTROWSKI A., PISARSKA-JAMROŻY M., SCHLAAK N., BROSE F., JUSCHUS O., PRZYBYLSKI B., RELISKO-RYBAK J., SYDOR P., KRZEMINSKA J. 2012 – Wysoczyzna Pojezierza Myśluborskiego i dolina Dolnej Odry w okolicy Cedyni. *Stratygrafia Plejstocenu Polski „Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry”*, Cedynia 3–7.09.2012: 14–34.
- PIOTROWSKI J.A., LARSEN N.K., MENZIES J., WYSOTA W. 2006 – Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53: 83–106.
- RACHLEWICZ G. 2001a – Characteristics of the till/fluvioglacial substratum contact. [W:] Piotrowski J.A., Wysota W. (red.), *Drumlins: The Unsolved problem. Field Excursion Guide Book 6th International Drumlin Symposium*, June 17–23, 2001, Nicholas Copernicus University, Toruń: 83–85.
- RACHLEWICZ G. 2001b – Deformations of deposits at the slope of a drumlinoid form. [W:] Piotrowski J.A., Wysota W. (red.), *Drumlins: The Unsolved problem. Field Excursion Guide Book 6th International Drumlin Symposium*, June 17–23, 2001, Nicholas Copernicus University, Toruń: 81–82.
- RINGROSE T.R., BENN D.I. 1997 – Confidence regions for fabric shape diagrams. *J. Structural Geol.*, 19: 1527–1536.
- RINTERKNECHT V., BRAUCHER R., BÖSE M., BOURLÈS D., MERCIER J.-L. 2012 – Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface exposure dating. *Quatern. Sci. Rev.*, 44: 89–95.
- ROSE K.C., HART J.K. 2007 – Subglacial comminution in the deforming bed: Inference from SEM analysis. *Sediment. Geol.*, 203: 87–97.
- ROSE J. 1989 – Glacier stress pattern and sediment transfer associated with superimposed flutes. *Sediment. Geol.*, 62: 151–176.
- ROWE T. 1996 – Coevolution of the mammalian middle ear and neocortex. *Science*, 273: 651–654.
- SALAMON T. 2015 – Sedimentary record of a Scandinavian Ice Sheet drainage system and till deposition over subglacial obstacle promoting basal sliding (an example from southern Poland). *Sediment. Geol.*, 330: 108–121.
- SCHULZE R., HEIL U., GROB D., BRUELLMANN D.D., DRANISCHNIKOW E., SCHWANECKE U., SCHOEMER E. 2011 – Artefacts in CBCT: a review. *Dentomaxillofac. Radiol.*, 40: 265–273.
- SPAGNOLO M., PHILLIPS E., PIOTROWSKI J.A., REA B.R., CLARK C.D., STOKES C.R., CARR S.J., ELY J.C., RIBOLINI A., WYSOTA W., SZUMAN I. 2016 – Ice stream motion facilitated by a shallow-deforming and accreting bed. *Nature Communicat.*, 7: 10723.
- STROEVEN A.P., HÄTTESTRAND C., KLEMAN J., HEYMAN J., FABEL D., FREDIN O., GOODFELLOW B.W., HARBOR J.M., JANSEN J.D., OLSEN L., CAFFEE M.W., FINK D., LUNDQVIST J., ROSQVIST G.C., STRÖMBERG B., JANSSON K.N. 2016 – Deglaciation of Fennoscandia. *Quatern. Sci. Rev.*, 147: 91–121.
- TAFFOREAU P., BOISTEL R., BOLLER E., BRAVIN A., BRUNET M., CHAIMANEE Y., CLOETENS P., FEIST M., HOSZOWSKA J., JAEGER J.-J., KAY R.F., LAZZARI V., MARIVAUV L., NEL A., NEMOZ C., THIBAUT X., VIGNAUD P., ZABLER S. 2006 – Applications of X-ray synchrotron microtomography for non-destructive 3D studies of paleontological specimens. *Appl. Physics A*, 83: 195–202.
- TARPLEE M.F.V., VAN DER MEER J.J.M., DAVIS G.R. 2011 – The 3D microscopic 'signature' of strain within glacial sediments revealed using X-ray computed microtomography. *Quatern. Sci. Rev.*, 30: 3501–3532.
- THIEMEYER M., HABERSETZER J., PEINL M., ZULAUF G., HAMMER J. 2015 – The application of high resolution X-ray computed tomography on naturally deformed rock salt: Multi-scale investigations of the structural inventory. *J. Structural Geol.*, 77: 92–106.
- THOMASON J.F., IVERSON N.R. 2006 – Microfabric and microshear evolution in deformed till. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 1027–1038.
- TWISS R.J., MOORES E.M. 2007 – *Structural Geology*. W.H. Freeman, New York.
- TYLMANN K., PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W. 2013 – The ice/bed interface mosaic: deforming spots intervening with stable areas under the fringe of the Scandinavian Ice Sheet at Samplawa, Poland. *Boreas*, 42: 428–441.
- TYLMANN K., WYSOTA W. 2011 – Geneza i transformacja rzeźby morenowej w północno-zachodniej części Garbu Lubawskiego (Polska północna). *Prz. Geol.*, 59: 739–750.
- VAN DE CASTEELE E., VAN DYCK D., SIJBERS J., RAMAN E. 2002 – An energy-based beam hardening model in tomography. *Physics in Medicine and Biology*, 47: 4181–4190.
- VAN DER MEER J.J.M. 1993 – Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quatern. Sci. Rev.*, 12: 553–587.
- VAN DER MEER J.J.M., MENZIES J. 2011 – The micromorphology of unconsolidated sediments. *Sediment. Geol.*, 238: 213–232.
- VAN DER MEER J.J.M., MENZIES J., ROSE J. 2003 – Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quatern. Sci. Rev.*, 22: 1659–1685.
- VAN GEET M., SWENNEN R., WEVERS M. 2001 – Towards 3-D petrography: application of microfocus computer tomography in geological science. *Computers & Geosciences*, 27: 1091–1099.
- WELLINGTON S.L., VINEGAR H.J. 1987 – X-ray computerized tomography. *J. Petrol. Technol.*, 39: 885–898.
- WŁODARSKI W. 2010 – Relationships between microstructural features and mesoscopic fracture density in a Pleistocene till (Konin area, central Poland). *Geologos*, 16: 3–26.
- WOLDSTEDT P. 1931 – Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netz-Warthe Urstromtales. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 51: 59–67.
- WYSOTA W. 2007 – Successive subglacial deposition processes as interpreted from basal till in the Lower Vistula valley (N Poland). *Sediment. Geol.*, 193: 21–31.
- ZALEWSKA J., DOHNALIK M., POSZYTEK A. 2009 – Wizualizacja i analiza przestrzeni porowej piaskowców czerwonego spagowca metodą rentgenowskiej mikrotomografii komputerowej. *Pr. Inst. Nafty i Gazu*, 161: 1–83.
- ZOLLIKOFER C.P.E., DE LEÓN M.S.P., MARTIN R.D. 1998 – Computed-assisted paleoanthropology. *Evolution. Anthropol.*, 6: 41–54.

Praca wpłynęła do redakcji 16.02.2019 r.
Akceptowano do druku 18.05.2019 r.