



## Mikromorfologia glin lodowcowych jako narzędzie w rekonstrukcji procesów subglacialnych

Włodzimierz Narloch<sup>1</sup>, Jan A. Piotrowski<sup>2</sup>



W. Narloch



J.A. Piotrowski

**Micromorphology of tills as a tool in reconstructing subglacial processes.** *Prz. Geol.* 61: 294–303.

*Abstract.* Micromorphology has become an important tool in investigations of glacial tills. Structure and texture of tills studied in thin sections can be used to decipher the origin of tills, in particular their depositional and deformational history, but also to shed light on the nature of subglacial erosion, transport and deposition processes in general. In combination with laboratory experiments on till shearing under controlled conditions, micromorphology yields useful, quantitative data on till rheology that helps understanding the processes of ice movement over soft, deformable beds. This paper is a review of micromorphology applications to the study of subglacial tills as reported in the leading modern literature and presentation of a case study from Obórki site in north-central Poland that illustrates the potential of this

method in the context of the last Scandinavian Ice Sheet.

**Keywords:** micromorphology, *S*-matrix microstructures, subglacial till, subglacial processes

Makroskopowe badanie cech teksturalnych i strukturalnych osadu nie zawsze dostarcza dostatecznych informacji na temat warunków depozycji i deformacji (van der Meer, 1993; Carr, 2004). W tym względzie nieoceniona jest analiza osadów o nienaruszonej strukturze w płytkach cienkich (*thin sections*) z zastosowaniem petroskopów (Kołodziej, 1995) oraz mikroskopów polaryzacyjnych przy maksymalnym powiększeniu do 100× (Carr, 2004). Zdefiniowana w ten sposób mikromorfologia wykorzystuje właściwości optyczne osadu widziane w świetle zwykłym i spolaryzowanym.

Za twórcę mikromorfologii, która podobnie jak terminologia mikromorfologiczna, wywodzi się z nauk o glebach (Brewer, 1976), uważa się W.L. Kubięną (1938). Następnie została ona zaadoptowana i zmodyfikowana na potrzeby geologii glacialnej, w szczególności w badaniach glin lodowcowych (m.in. van der Meer, 1987, 1993; Menzies, 2000a; Carr, 2004; Menzies i in., 2006; van der Meer & Menzies, 2011). Prawdopodobnie po raz pierwszy płytki cienkie w badaniach osadów lodowcowych zastosował G. Lundqvist w 1940 r. (por. van der Meer & Menzies, 2011). Analiza mikromorfologiczna glin lodowcowych zaczęła się rozwijać dopiero od lat 80. XX w., głównie w Holandii, Wielkiej Brytanii i Kanadzie (por. Menzies, 1998). W Polsce była i jest ona wykorzystywana w mniejszym zakresie (Wiśniewski, 1965; Mroczek, 2001, 2003; Ruszczyńska-Szenajch i in., 2003; Skolasińska, 2006; Morawska i in., 2010; Narloch i in., 2012). Badania mikromorfologiczne dotyczą struktury i tekstury glin oraz innych osadów glaciogenicznych i nieglacialnych (van der Meer, 1993, 1997; Menzies i in., 2006; Carr, 1999, 2001; Menzies, 2000a; van der Meer i in., 2003; Phillips, 2006; Phillips i in., 2007; van

der Meer & Menzies, 2011). W odniesieniu do glin głównym zagadnieniem badawczym jest rekonstrukcja procesów deformacji podłoża (van der Meer, 1997; Hart & Rose, 2001; van der Meer i in., 2003; Roberts & Hart, 2005; Menzies i in., 2006).

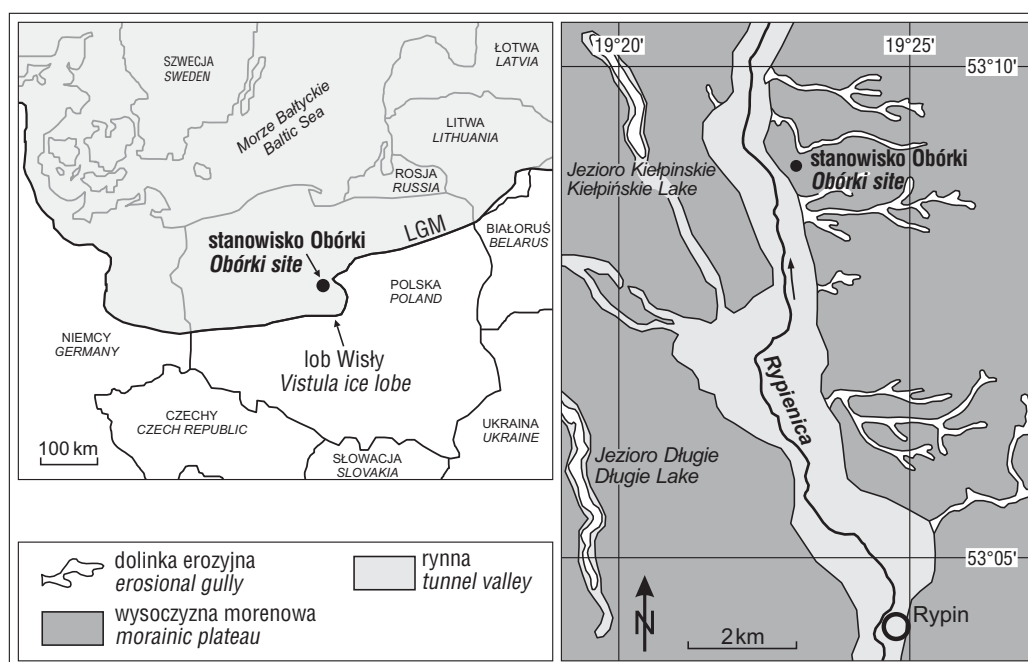
Przedstawiona w artykule klasyfikacja mikrostruktur oparta jest na podziale zaproponowanym przez Menzies'a (2000a). Mikrostruktury *S*-matrix są kombinacją ziarn szkieletu (>20µm) i plazmy (<20µm). Struktury *S*-matrix dzielą się na: kruche (*brittle*), podatne (*ductile*) oraz polifazowe (*brittle/ductile*) (van der Meer, 1993; Menzies, 2000a; Menzies i in., 2006).

Pojęcie „plazmy” (*plasmic fabric*; w pracy zastosowano oryginalne nazewnictwo anglojęzyczne) w mikromorfologii używane jako synonim matriks, jest interpretowane jako cały materiał drobniejszy niż grubość płytki cienkiej (standardowo około 20–30 µm), w obrębie którego nie można już zaobserwować pojedynczych cząstek (Zaniewski, 2001; Menzies & Zaniewski, 2003; Zaniewski & van der Meer, 2005).

Niniejszy artykuł prezentuje zastosowanie analizy ilościowej w badaniach mikromorfologicznych glin lodowcowych. Metoda ta jest oparta na analizie zestawu wybranych mikrostruktur typu *S*-matrix. W pierwszej części artykułu, po wstępie dotyczącym historii badań mikromorfologicznych glin i zagadnień metodycznych, omówione zostały przykłady wybranych mikrostruktur typu *S*-matrix. Na końcu przedstawione są wyniki części badań, które wykorzystują metodę analizy ilościowej mikrostruktur z próbek uzyskanych z gliny ostatniego zlodowacenia w Polsce z obszaru lobu Wisły w stanowisku Obórki (ryc. 1) (Narloch i in., 2012).

<sup>1</sup>Katedra Geologii i Hydrogeologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń; w.narloch@umk.com.

<sup>2</sup>Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark; jan.piotrowski@geo.au.dk.



**Ryc. 1.** Lokalizacja stanowiska Obórki. Z lewej – zasięg lądolodu skandynawskiego w Europie podczas LGM (Last Glacial Maximum). Z prawej – szkic geomorfologiczny najbliższego otoczenia stanowiska Obórki  
**Fig. 1.** Location of the Obórki site. Left – the extent of the Scandinavian Ice Sheet in Europe during the LGM (Last Glacial Maximum). Right – geomorphological sketch of nearest surroundings of the Obórki site

#### ANALIZA MIKROMORFOLOGICZNA PŁYTEK CIENKICH W BADANIACH GLIN LODOWCOWYCH

Cechy mikromorfologiczne glin są świadectwem warunków, w jakich gliny były deponowane i deformowane. Wyniki badań wskazują, że diamiktony, niezależnie od ich genezy, noszą ślady deformacji (Lachniet i in., 2001; Phillips, 2006; Phillips i in., 2007). Bazując na tych obserwacjach diamiktony glacialne są rozpatrywane w kontekście zawartości ilu, wody, węglanów, zmienności tych właściwości oraz prędkości ruchu lodu w czasie i przestrzeni (m.in. van der Meer i in., 2003). Tego typu analizy są istotne dla pełniejszego zrozumienia warunków subglacialnych oraz dynamiki współczesnych i dawnych lądolodów (Menzies, 2000b; Piotrowski i in., 2006; Larsen i in., 2006, 2007; Denis i in., 2010).

W ostatnich dekadach próbowano rozpoznać charakterystyczne cechy glin w celu ich klasyfikacji genetycznej (np. deformacyjne, z odłożenia) (m.in. Dreimanis, 1989; Evans i in., 2006). Tworzone podziały opierały się na makroskopowych cechach glin, takich jak np.: litologia, struktura i tekstura (m.in. Marcussen, 1975; Haldorsen & Shaw, 1982; Shaw, 1982; Elson, 1989; Ruszczyńska-Szenajch, 2001). Podobnie, w rekonstrukcji procesów subglacialnych oraz genezy osadów glacialnych wykorzystuje się mikrostruktury opisywane z płytek cienkich (van der Meer, 1993, 1997; Carr i in., 2000; Lachniet i in., 2001; Fuller & Murray, 2002; Piotrowski i in., 2006; Larsen i in., 2006, 2007). Niektóre badania skupiały się na klasyfikacji genetycznej glin subglacialnych na podstawie ich cech mikrostrukturalnych (m.in. Seret, 1993; van der Meer, 1993; Menzies i in., 1997; van der Meer i in., 2003). Ostatnie wyniki analiz wskazują na występowanie podobnych

mikrostruktur w osadach pochodzących z różnych środowisk sedimentacyjnych (Lachniet i in., 2001; Phillips, 2006; Phillips i in., 2007; van der Meer & Menzies, 2011). To ogranicza zastosowanie mikromorfologii jako niezawodnego narzędzia diagnostycznego w określeniu ich genezy.

W ostatnich latach zaczęły się pojawiać prace, w których zastosowano ilościowe, a nie tylko jakościowe metody badawcze (m.in. Carr, 1999, 2001; Carr i in., 2000; Larsen i in., 2006; Thomason & Iverson, 2006). Opierają się one na „inwentaryzacji” mikrostruktur stwierdzanych w płytkach cienkich (m.in. van der Meer, 1993; Menzies, 2000a; Menzies i in., 2006; Phillips, 2006). W nurt badań ilościowych wpisują się nowoczesne analizy laboratoryjne: ścinania osadów – w szczególności na aparacie typu *ring-shear* (Larsen i in., 2006; Thomason & Iverson, 2006), analizy obrazu cyfrowego płytek cienkich z zastosowaniem oprogramowania GIS (Zaniewski, 2001; Zaniewski & van der Meer, 2005), czy też zupełnie nowatorska metoda mikrotomografii glin (Tarplee i in., 2011). Jednocześnie podejmowane są próby automatyzacji procesu analizy płytek w celu zmniejszenia wpływu czynnika ludzkiego w rozpoznawaniu i klasyfikowaniu mikrostruktur. Dotyczy to zarówno badania orientacji minerałów ilastych (typów *plasmic fabric*) (Zaniewski, 2001; Zaniewski & van der Meer, 2005), jak również subiektywizmu i preferencji w wydziałaniu mikrostruktur przez obserwatora (Larsen i in., 2007).

Badania laboratoryjne glin lodowcowych, szczególnie eksperymenty z ich ścinaniem w aparacie *ring-shear* (m.in. Iverson i in., 1998) umożliwiły analizę obserwowanych mikrostruktur i ich wykształcenia w kontekście wielkości odkształceń osadów (Hiemstra & Rijsdijk, 2003; Thomason & Iverson, 2006). Szczególnie pomocne okazało się to

w analizie powszechnie obserwowanych w terenie, makroskopowo masywnych diamiktonów glacialnych, które powstają w wyniku różnych procesów: z odłożenia (*lodgement*), deformacji – mieszania i homogenizacji materiału subglacialnego, wytopienia (*melt-out*) (Shaw, 1982; Dremimanis, 1989; Evans i in., 2006). Teoretycznie, wielkości odkształceń w glinach o różnej genezie powinny być różne dla każdego z tych procesów (Larsen i in., 2007). Eksperymenty laboratoryjne wykazały, że wraz ze wzrostem naprężeń ścinających rosną odkształcenia, które stopniowo stają się coraz bardziej równoległe do kierunku ścinania (powstający system ścień Riedla przyjmuje pozycję niemal horyzontalną) (m.in. Tchalenko, 1970; Larsen i in., 2006; Thomason & Iverson, 2006). Opierając się na powyższym założeniu Thomason i Iverson (2006) zaproponowali indeks  $I_L$ , który opisuje natężenie odkształceń (wyjaśnienie dalej w tekście).

## METODYKA

Mikromorfologia jako mikroskopowa metoda analizy cech strukturalnych zwięzłych i luźnych osadów wymaga określonych strategii opróbowania profili podczas badań terenowych lub badań rdzeni z wierzeń (van der Meer i in., 2003; Carr, 2004; van der Meer & Menzies, 2011). Nie wielkie próbki muszą być w maksymalnym stopniu reprezentatywne dla danej litofacji (Carr, 2004). Opróbowane mogą być struktury lub jednostki sedimentacyjne, jak również kontakt pomiędzy litofacjami (m.in. Cashman i in., 2007; Larsen i in., 2007; Phillips i in., 2007). W tego typu badaniach szczególnie istotna jest orientacja próbki względem kierunku działania naprężeń w osadzie (Choukroune i in., 1987; van der Wateren i in., 2000) wyrażona m.in. orientacją fałdów, uskoków oraz klastów w glinach lodowcowych. Tylko próbki zorientowane równoległe do działających naprężeń i lokalnego kierunku ruchu lodu prezentują pełny zapis intensywności procesów deformacji, struktur deformacyjnych oraz ułożenia ziarn szkieletu (Ostry & Dean, 1964; Carr, 1999, 2004; Phillips i in., 2007).

Zorientowane próbki najczęściej są pobierane do puszek Kubięny (8 x 6 x 4 cm) lub większych (15 x 8 x 5 cm) (Khatwa & Tulaczyk, 2001; van der Meer i in., 2003; Larsen i in., 2007). Znacznie rzadziej stosuje się duże pojemniki o długości do 50 cm, co wymaga precyzji podczas poboru oraz ostrożności podczas transportu próbek do laboratorium (Leszczyńska i in., 2011). Metalowe puszki mają kształt prostopadłościanu i są zbudowane ze ścianki oraz dwóch nakładanych wieczek. Podczas opróbowania osadów ściankę puszki wsuwa się delikatnie wzdłuż nacięć wykonanych nożem równoległe do ścianki. Nie należy wbijać pojemnika młotkiem z powodu możliwości naruszenia pierwotnej struktury osadu. Następnie nakłada się wieczka i opisuje się puszkę numerem próbki, jej orientacją (wertykalną lub horyzontalną) oraz zaznacza się lokalny kierunek ruchu lądolodu. Puskę okleja się szczelnie taśmą i pakuje się do worka foliowego celem zachowania naturalnej wilgotności osadu. Przygotowanie płytek cienkich z nieskonsolidowanych osadów składa się z trzech głównych etapów: suszenie próbki, impregnacja żywicami oraz cięcie i szlifowanie zaimpregnowanego monolitu. Autorzy odsyłają czytelnika do publikacji szczegółowo

odnoszących się do procedury laboratoryjnej wytwarzania płytek cienkich (m.in. Trippkötter & Ritz, 1996; Carr & Lee, 1998; Mroczek, 2001; Carr, 2004; Palmer i in., 2008; van der Meer & Menzies, 2011).

W badaniach o charakterze ilościowym istotne jest zachowanie określonych standardów, aby było możliwe dokonanie analiz porównawczych zebranego materiału. Kwestia ta jest szczególnie ważna w przypadku masywnych glin lodowcowych. Piotrowski i in. (2006) oraz Larsen i in. (2007) w badaniach glin z obszaru Polski i Danii opracowali procedurę szczegółowego opróbowania profili. Polega ona na zakładaniu „okienek badawczych” o wymiarach 20 x 30 cm i interwale pionowym co 10 cm. Dla każdego z okienek wykonuje się ten sam zestaw analiz, np. *till fabric*, uziarnienia, zawartości węglanów, morfologii ziarn kwarcu i żwirów, składu petrograficznego, płytek cienkich (Narloch, 2011; Narloch i in., 2012).

## S-matrix

Aby była możliwa analiza porównawcza mikrostruktur na płytkach Piotrowski i in. (2006) oraz Larsen i in. (2007) w swoich badaniach porównywali struktury typu *S-matrix*, które są najczęściej spotykane w glinach oraz niosą ze sobą najwięcej informacji: pomost ziarnowy (*grain stack, grain bridge*), struktura rotacyjna (*turbate structure, rotational structure*), pęknięte ziarno (*crushed grain*), mikroklast gliniasty (*till pellet*), domena (*domain*) oraz lineacja ziarnowa (*grain lineation*).

## Pomost ziarnowy

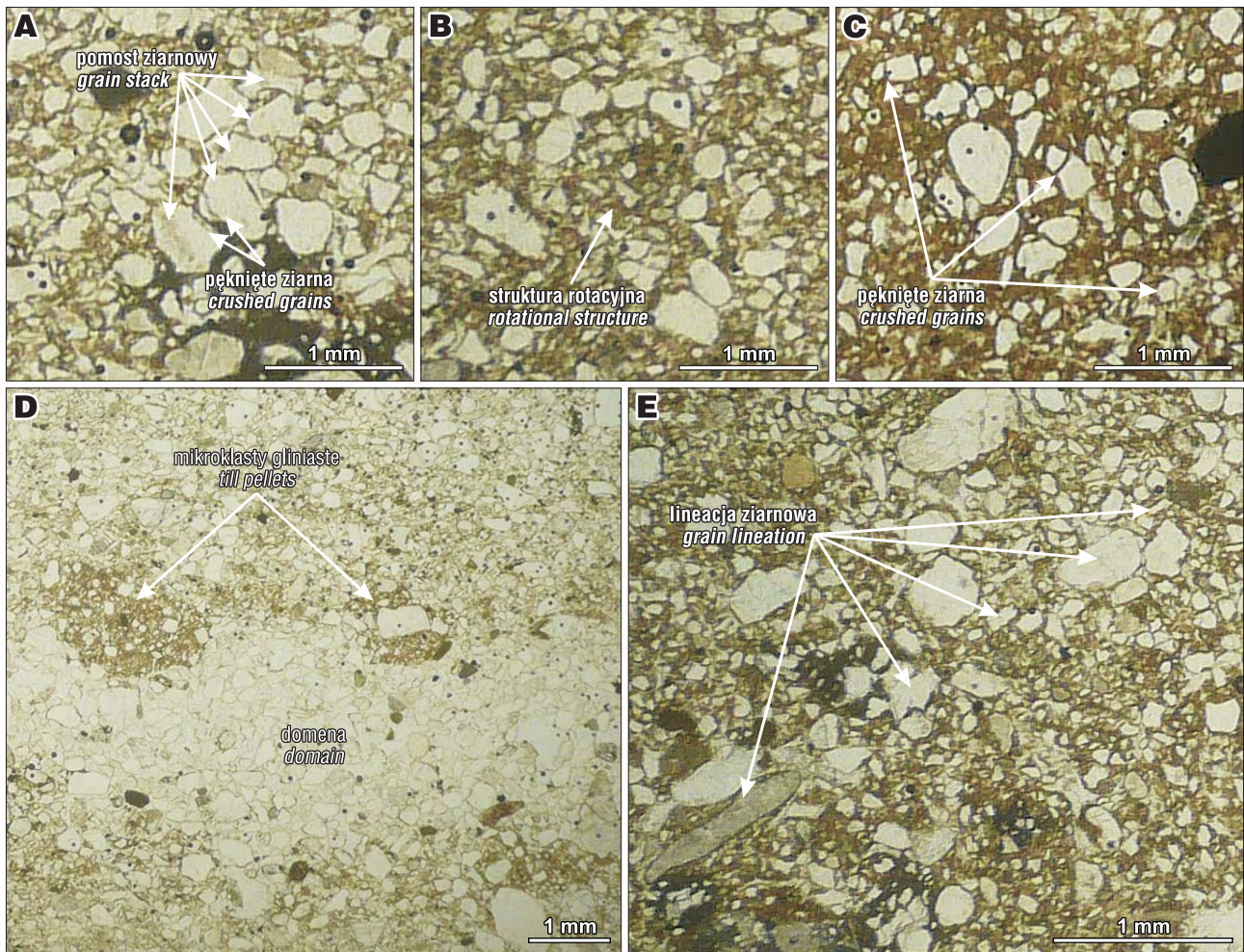
Pomost ziarnowy to linijne nagromadzenie co najmniej 5 ziarn zorientowanych skośnie do kierunku ścinania (ryc. 2A) (Iverson i in., 1996) i jest interpretowany jako przejaw kumulacji naprężeń (Harker & Giegengack, 1989; Harker, 1993; Hiemstra & Rijsdijk, 2003) i/lub spadku ciśnienia porowego wody w glinie (Piotrowski i in., 2006).

## Struktury rotacyjne

Struktury rotacyjne są nagromadzeniem ziarn, o kształcie zbliżonym do koła lub okręgu, w centrum którego może występować ziarno szkieletu ziarnowego, stanowiąc jądro struktury (ryc. 2B) (van der Meer, 1993, 1997; Phillips, 2006). Struktury te są wskaźnikiem ruchu rotacyjnego osadu (van der Meer, 1993, 1997; Phillips, 2006) i są znajdowane w glinach lodu aktywnego, glinach subakwalnych (Carr i in., 2000), glinach deformowanych w warunkach laboratoryjnych (Hiemstra & Rijsdijk, 2003; Larsen i in., 2006), jak również w osadach innej genezy, np. w osadach spływów ziarnowych (Menzies & Zaniewski, 2003; Phillips, 2006).

## Pęknięte ziarna

Pęknięte ziarna to częściowo lub całkowicie rozłupane ziarna o wyraźnych i świeżych krawędziach, które po złożeniu dobrze do siebie pasują (ryc. 2C) (Hiemstra & van der Meer, 1997). Frekwencja pękniętych lub rozkruszonych ziarn w szlifach jest stosunkowo niewielka (Hiemstra & van der Meer, informacja ustna). Pęknięte ziarna często



**Ryc. 2.** Mikrostruktury analizowane w płytkach cienkich ze stanowiska Obórki: **A** – pomost ziarnowy, **B** – struktura rotacyjna, **C** – pęknięte ziarna, **D** – mikroklasty gliniaste i domena, **E** – lineacja ziarnowa

**Fig. 2.** Microstructures observed in thin sections from Obórki site: **A** – grain stack, **B** – rotational structure, **C** – crushed grains, **D** – till pellets and domain, **E** – grain lineation

występują w obrębie pomostów ziarnowych i są efektem uwalniania naprężeń poprzez kruszenie (Hooke & Iverson, 1995; Iverson i in., 1996). Mogą one być pochodzenia post-depozycyjnego (np. wietrzenia) lub wynikać z procesu przygotowania płytki cienkiej (Hiemstra & van der Meer, 1997).

### Mikroklasty gliniaste i domeny

Mikroklasty gliniaste i domeny to klasty lub strefy osadu cechujące się odmienną teksturą w stosunku do otaczającego materiału (ryc. 2D) (Menzies, 2000a). Według Larsena i in. (2004) przetrwałość tych struktur świadczy o intensywności ścinania, natomiast ich deformacje (np. w postaci fałdów) świadczą o procesach o charakterze tektonicznym (van der Wateren i in., 2000).

### Lineacje ziarnowe

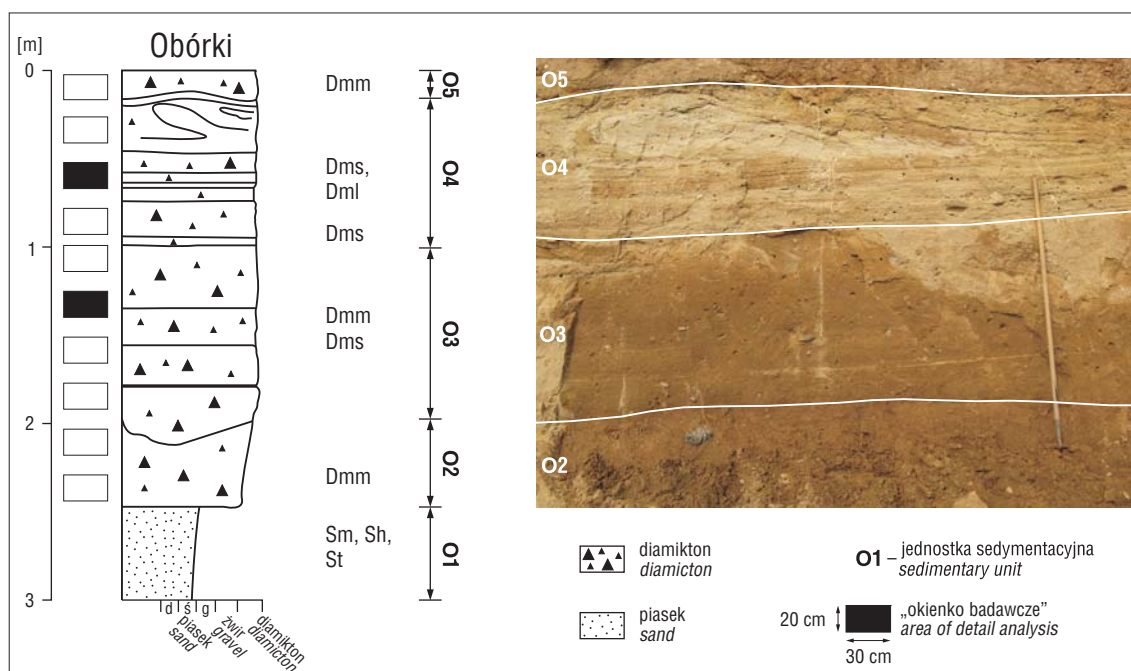
Lineacje ziarnowe są interpretowane jako nagromadzenia co najmniej 3 ziarn ułożonych na jednej linii, zorientowanych długimi osiami równolegle względem siebie (ryc. 2E) (Hiemstra & Rijdsdijk, 2003; Menzies i in., 2006; Larsen i in., 2007; Cashman i in., 2007). Ziarna w wyniku rotacji na linii mikrouskoku (mikrościececia) przy-

mują pozycję równoległą względem powierzchni mikrościececia. Lineacje ziarnowe są powszechne w diamiktonach i są traktowane jako przejaw odkształceń w glinach lodowcowych (van der Meer, 1996; Larsen i in., 2006, 2007) i splywach ziarnowych (Harris, 1998; Menzies & Zaniewski, 2003). W oparciu o założenie, że mikrościececia są bardziej równoległe względem płaszczyzny ścinania wraz ze wzrostem naprężeń ścinających (por. Tchalenko, 1970; Larsen i in., 2006), można pomierzyć długość oraz orientację lineacji ziarnowych, a następnie obliczyć wskaźnik  $I_L$  (Thomason & Iverson, 2006):

$$I_L = \frac{\sum_{i=1}^n L_i \cos \psi_i}{\sum_{i=1}^m H_i \cos \theta_i + \sum_{i=1}^n L_i \cos \psi_i}$$

gdzie:  
 $n$  i  $m$  – liczba małokątowych  $L$  i dużokątowych  $H$  mikrościecec,

$L$  – długość małokątowych mikrościecec,  
 $H$  – długość dużokątowych mikrościecec,  
 $\psi$  – wielkość małych kątów,



**Ryc. 3.** Profil litologiczny osadów w stanowisku Obórki. Czarne „okienka badawcze” w profilu pokazują lokalizację analizowanych płytek cienkich. Fotografia przedstawia fragment analizowanej ściany piaskowni. Kod litofacjalny według Eylesa i in. (1983)

**Fig. 3.** Lithological profile of sediments in Obórki site. Black boxes in profile show location of analysed thin sections. Photography presents fragment of analysed wall of the sand pit. Lithofacies code according to Eyles et al. (1983)

$\theta$  – wielkość dużych kątów.

Za granicę między kątami małymi i dużymi Thomason i Iversonem (2006) oraz Larsenem i in. (2006) przyjęli  $25^\circ$ . Wielkość wskaźnika  $I_L$  zawiera się w przedziale między 0 a 1. Im są wyższe wartości  $I_L$ , tym większe były odkształcenia w glinie.

#### Plasmic fabric

Terminologia *plasmic fabric* została zdefiniowana przez Brewera (1976), a następnie zapożyczona na potrzeby analiz mikromorfologicznych osadów glacialnych przez van der Meera (1987). Terminologia ta bazuje na opisie przestrzennego rozkładu i orientacji cząstek ilastych (*domain* – mała strefa, w której cząstki ilaste są zorientowane równolegle względem siebie i optycznie zachowują się jak jeden kryształ) w osadzie, które są obserwowane w świetle spolaryzowanym jako dwójłomność (*birefringence*). W artykule przyjęto podział *plasmic fabric* (złożony z poszczególnych domen) za Menziesem (2000a), Zaniewskim (2001), Menziesem i Zaniewskim (2003) oraz Zaniewskim i van der Meerem (2005), poniżej wyszczególniono typy plazmy najczęściej spotykane w płytkach cienkich:

– *masepic* – krótkie *domain* zorientowane w jednym dominującym kierunku,

– *bimasepic* – *domain* prezentują dwa dominujące kierunki,

– *skelsepic* – plazma jest zorientowana równolegle względem krawędzi ziarn szkieletu ziarnowego,

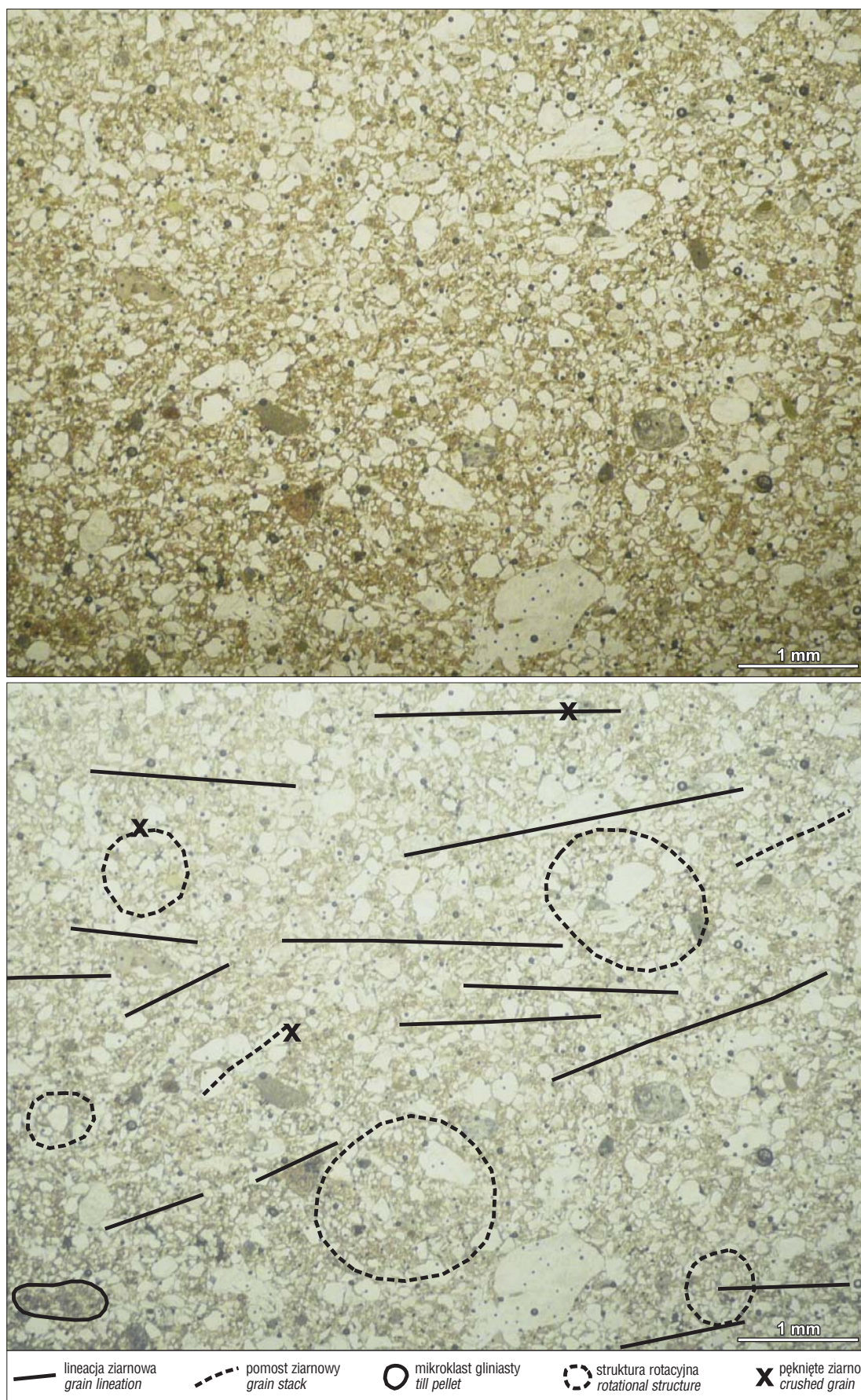
– *lattisepic* – forma *bimasepic plasmic fabric* – dwa dominujące kierunki są zorientowane względem siebie pod kątem  $90^\circ$ ,

– *omnisepic* – *domain* prezentują pełne spektrum orientacji kierunków.

#### PRZYKŁAD WYKORZYSTANIA ANALIZY MIKROMORFOLOGICZNEJ W BADANIACH GLIN LODOWCOWYCH

Płytki cienkie wykorzystane jako materiał do analizy mikromorfologicznej cech ilościowych glin lodowcowych pochodzą ze stanowiska Obórki koło Rypina na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej (ryc. 1). W eksploatowanej piaskowni odsłonięta jest sukcesja osadów plejstocenijskich. Szczegółowymi badaniami o charakterze sedymentologicznym i stratygraficznym była już wcześniej objęta górna część profilu, którą stanowi glina (ok. 3 m) fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia, spoczywająca na osadach piaszczystych O1 (ryc. 3) (Wysota & Sokołowski, 2009; Narloch, 2011; Wysota & Molewski, 2011; Narloch i in., 2012). Analizowana glina lodowcowa znajduje się poniżej warstwy osadów (ok. 1,8 m), która jest objęta m.in. procesami glebowymi. W obrębie gliny wydzielono zróżnicowane pod względem litofacjalnym cztery odrębne jednostki – O2–O5 (od spągu ku stropowi) (ryc. 3). Zróżnicowane cechy sedymentacyjne gliny lodowcowej wskazują na jej formowanie w następstwie kombinacji różnych procesów subglacialnych pod aktywnym lodem (Narloch, 2011; Narloch i in., 2012). Celem analizy mikromorfologicznej jest uściślenie interpretacji wyników badań makroskopowych gliny oraz określenie intensywności procesów deformacji w oparciu o obliczone wielkości odkształceń.

W profilu gliny w stanowisku Obórki założono 10 okienek badawczych w interwale pionowym co 10 cm, które lokalizowano w taki sposób, aby żadne z okienek nie



**Ryc. 4.** Stanowisko Obórki. Cechy mikromorfologiczne gliny O3 obserwowane w zwykłym świetle: bez interpretacji (górne) i z interpretacją (dolne)

**Fig. 4.** The Obórki site. Micromorphological features of O3 till observed in plane light: without interpretation (upper) and with interpretation (lower)

obejmowało dwóch różnych jednostek sedymentacyjnych (ryc. 3). Analizę uziarnienia osadów wykonano metodą sitową i laserową. Wykonano także pomiary dłuższych osi gładzików. Do niniejszej analizy wytypowano po jednej płytce cienkiej, zorientowanej równolegle względem lokalnego kierunku ruchu lodu, ze stropu gliny O3 oraz środkowej części gliny O4 (ryc. 3). Płytki analizowano w świetle zwykłym oraz spolaryzowanym przy użyciu petroskopu (Kołodziej, 1995) oraz mikroskopu polaryzacyjnego Nikon E600 Pol w maksymalnym powiększeniu do 40×.

### Wyniki analizy

Makroskopowo jednostka O3 cechuje się masywną teksturą z kilkoma subhoryzontalnymi warstewkami piasku (ryc. 3). Gлина cechuje się drobnoziarnistym matriksem (piasek 52%, mułek 35% i il 10%) barwy jasnobrunatnej. Natomiast jednostka O4 jest wyraźnie warstwowana. Występują tu warstewki i laminy osadów piaszczystych, żwirowych oraz diamiktonowych (ryc. 3). Matriks jest nieznacznie bardziej gruboziarnisty niż w glinie O3 (piasek 53%, mułek 37% i il 8%).

Obraz mikromorfologiczny obu glin (tj. O3 i O4) prezentuje lepsze obtoczenie ziarn szkieletu we frakcji piaszczystej niż mułkowej. Łącznie stwierdzono 178 analizowanych mikrostruktur typu *S-matrix* w glinie O3 i 143 w glinie O4. Najliczniej reprezentowane są lineacje ziarnowe, odpowiednio: 60% i 43%. Większość lineacji osiąga długość 1–7 mm (ryc. 4, 5), a w nielicznych przypadkach dochodzi nawet do 20 mm. Wartości własne wektora  $S_1$  (dla mikrościęć) są bardzo wysokie dla gliny O3 – 0,93, podobnie w przypadku wskaźnika  $I_L$  – 0,94 i niższe dla gliny O4 – 0,91 i 0,89.

Drugimi najczęściej stwierdzanymi mikrostrukturami w glinie O3 są pomosty ziarnowe (22%), natomiast w glinie O4 to tylko około 13%. Orientacja pomostów ziarnowych jest najczęściej skośna względem lineacji ziarnowych (ryc. 4, 5).

Udział struktur rotacyjnych w glinie O3 wynosi około 16% i jest o połowę większy niż w glinie O4 (8%). Struktury te w większości przypadków nie posiadają większego ziarna w swej centralnej części (ryc. 4, 5). Wielkość struktur rotacyjnych waha się od 1 do 6 mm. Występują one w kombinacji z innymi mikrostrukturami.

Mikroklasty gliniaste są zbudowane z drobniejszego materiału niż otaczający je osad (ryc. 4, 5). Ich udział w jednostce O3 sięga 5%, natomiast w O4 aż 49%. Mikroklasty cechują się owalnym kształtem i nieregularną powierzchnią. Czasami występują jako jądra struktur rotacyjnych. Zawartość domen w obu glinach nie przekracza 2%, jednak ze względu na ich duży rozmiar w porównaniu z innymi mikrostrukturami są istotnym elementem mikrostruktury gliny O4 (ryc. 5).

Pęknięte ziarna najczęściej występują w kombinacji z innymi strukturami (ryc. 4, 5). Ich udział w glinie O3 wynosi około 7%, natomiast w glinie O4 osiąga 13%.

Pomimo piaszczystego matriksu w glinie lodowcowej udało się zidentyfikować typy *plasmic fabric*. Analiza *plasmic fabric* wykazała powszechność typów *skelsepic*, *lattiseptic* oraz *masepic* w obu jednostkach. W mniejszym stopniu reprezentowany jest typ *bimasepic*, natomiast *omnisepic* stwierdzono jedynie w glinie O4.

### Interpretacja

Mikrostruktury w obu analizowanych płytkach cienkich prezentują deformacje o cechach kruchych (lineacje ziarnowe) i podatnych (struktury rotacyjne) (ryc. 4, 5). Lineacje ziarnowe wskazują na procesy ścinania osadów (m.in. Menzies i in., 2006; Thomason & Iverson, 2006). Rozwój mikrościęć był zależny od wielkości naprężeń pod aktywnym lodem w zmiennych warunkach ciśnienia wód porowych (Larsen i in., 2007; Piotrowski i in., 2006). Ziarna szkieletu podlegały rotacji, w wyniku której ich osie dłuższe były orientowane równolegle względem płaszczyzny ścinka (m.in. Hiemstra & Rijsdijk, 2003). Wielkość odkształceń obserwowanych w płytkach cienkich z glin lodowcowych *in situ* oraz eksperymentów laboratoryjnych przemawia za plastycznym modelem reologicznym deformacji glin subglacialnych (m.in. Iverson & Iverson, 2001; Hiemstra & Rijsdijk, 2003; Larsen i in., 2006, 2007; Thomason & Iverson, 2006). Wynika to z faktu, że stopniowa kumulacja naprężeń powoduje rozwój mikrościęć, które układają się coraz bardziej równolegle względem płaszczyzny ścinka (m.in. Tchalenko, 1970).

Larsen i in. (2006) określili wielkość odkształceń za pomocą wskaźnika  $I_L$  w glinach *in situ*, które porównali z wynikami otrzymanych podczas eksperymentów laboratoryjnych na aparacie *ring-shear*. Uzyskane wyniki wykazały niskie wielkości odkształceń rzędu 18 (stosunek przemieszczenia poziomego do miaszości odkształcenia). Powyżej tej wartości lineacje ziarnowe wykazywały stabilność (były maksymalnie zbliżone do płaszczyzny ścinka) i nie zmieniały już swej orientacji mimo rosnących wartości naprężeń.

Dla glin w stanowisku Obórki wielkości wskaźników  $S_1$  i  $I_L$  są bardzo duże. W analizowanych płytkach cienkich  $S_1$  przyjmuje wartości większe niż 0,91, natomiast  $I_L$  utrzymuje się powyżej 0,89 (podobne wartości uzyskali Larsen i in., 2006). Na tej podstawie można zakładać, że gliny te podlegały najprawdopodobniej odkształceniom większym niż 18.

W wyniku wzrostu naprężeń w osadzie dochodzi do niszczenia pomostów ziarnowych głównie przez kruszenie ziarn w ich obrębie (Hooke & Iverson, 1995). Ścinanie diamiktonów w warunkach laboratoryjnych sugeruje cykliczny rozwój i rozpad pomostów ziarnowych po przekroczeniu wytrzymałości gliny na ścinanie (Hooke, 2005; Larsen i in., 2006). Najprawdopodobniej wskazuje to na wewnętrzną reorganizację diamiktonu oraz zmiany w stopniu jego dylatacji (Narloch, 2011; Narloch i in., 2012).

O procesach ścinka w stanowisku Obórki świadczy również wzrost zawartości ostrokrawędzistych ziarn szkieletu. Stwierdzone typy *plasmic fabric*: *skelsepic*, *lattisepic*, *masepic*, *bimasepic* i *omnisepic* oraz podwyższona frekwencja rozkruszonych ziarn szkieletu w płytkach cienkich również dowodzą formowania się diamiktonu w warunkach dużych naprężeń ścinających – uwalnianych w wyniku niszczenia ziarn (Hiemstra & van der Meer, 1997; Hooke & Iverson, 1995).

Struktury rotacyjne powstawały na skutek deformacji bardziej upłynnionego diamiktonu w warunkach wysokiego ciśnienia wód porowych. Występowanie obok siebie struktur deformacji kruchych i podatnych (ryc. 4, 5) było zapewne uwarunkowane występowaniem stref wyższego i



Ryc. 5. Stanowisko Obórki. Cechy mikromorfologiczne gliny O4 obserwowane w zwykłym świetle: bez interpretacji (górne) i z interpretacją (dolne)

Fig. 5. The Obórki site. Micromorphological features of O4 till observed in plane light: without interpretation (upper) and with interpretation (lower)



niższego ciśnienia wód porowych (m.in. van der Meer i in., 2003). Nakładanie się na siebie różnych struktur wynikało z przejścia diamiktonu ze stanu upłynnienia do stanu bardziej skonsolidowanego. Wynika z tego, że opisane mikrostruktury mogły powstawać w różnych warunkach i w różnym czasie, zaś obserwowany w płytkach cienkich obraz to zapis palimpsestowy (Evans i in., 2006). Może to również wskazywać na proces migracji różnych stylów deformacji w profilu.

Występowanie domen w diamiktonach warstwowych (ryc. 5) oraz ich wyraźnie przejściowe górne i dolne kontakty z diamiktonem świadczą o formowaniu w warunkach naprężeń ścinających (m.in. Menzies, 2000a). Sugeruje to, że domeny mają genezę podobną do laminacji tektonicznej obserwowanej w makroskali (Boulton, 1996).

Mikroklasty gliniaste zbudowane głównie z ilów występują najliczniej w glinach warstwowych oraz w diamiktonach masywnych z pojedynczymi horyzontalnymi laminami osadów wysortowanych. Są one świadectwem budowania wysokiego ciśnienia wód subglacjalnych, prowadzących do powstawania odspojień lodu bazalnego od podłoża. W sytuacji utrudnionego drenażu w ich obrębie były deponowane drobne osady wysortowane, które następnie podlegały niszczeniu przez zespolenie stopy aktywnego lodu z podłożem w warunkach spadku ciśnienia wód (Narloch, 2011; Narloch i in., 2012).

## PODSUMOWANIE

Analiza mikromorfologiczna jest użytecznym narzędziem stosowanym w badaniach glin lodowcowych. Szerokie możliwości wykorzystania tej metody, nie tylko w dziedzinie geologii glacialnej, stanowią o jej dużym potencjale w badaniach nad strukturą i teksturą osadów w płytkach cienkich w skali mikroskopowej. W połączeniu z eksperymentami laboratoryjnymi nad ścinaniem glin w ściśle kontrolowanych warunkach, mikromorfologia, oprócz tradycyjnego podejścia badawczego, daje możliwość ilościowej analizy procesów deformacji. Zastosowanie tej metody na przykładzie płytek cienkich ze stanowiska Obórki potwierdza zasadność jej wykorzystania dla uzyskania pełnego obrazu rekonstruowanych procesów subglacjalnych.

Badania terenowe w stanowisku Obórki oraz wykonanie płytek cienkich zostały sfinansowane ze środków grantu FNU nr 09-062326 (Dania) i grantu promotorskiego UMK nr 363-G oraz projektu własnego województwa kujawsko-pomorskiego „Stypendia dla doktorantów 2008/2009 – ZPORR”.

## LITERATURA

BOULTON G.S. 1996 – Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *J. Glaciol.*, 42: 43–62.  
 CARR S.J. 1999 – The micromorphology of Last Glacial Maximum sediments in the Southern North Sea. *Catena*, 35: 123–145.  
 CARR S.J. 2001 – Micromorphological criteria for distinguishing subglacial and glacial marine sediments: evidence from a contemporary tide-water glacier, Spitsbergen. *Quatern. Internat.*, 86: 71–79.  
 CARR S.J. 2004 – Micro-scale features and structures. [W:] Evans D.J.A., Benn D.I. (red.) *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London: 115–144.  
 CARR S.J., HAFLIDASON H. & SEJRUP H.P. 2000 – Micromorphological evidence supporting late Weichselian glaciation of the northern North Sea. *Boreas*, 29: 315–328.

CARR S.J. & LEE J.A. 1998 – Thin-section production of diamicts: problems and solutions. *J. Sediment. Res.*, 68: 217–220.  
 CASHMAN S.M., BALDWIN J.N., CASHMAN K.V., SWANSON K. & CRAWFORD R. 2007 – Microstructures development by coseismic and aseismic faulting in near-surface sediments, San Andreas fault, California. *Geology*, 35: 611–614.  
 CHOUKROUNE P., GAPAIS D. & MERLE O. 1987 – Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, 9: 525–530.  
 DENIS M., GUIRAUD M., KONATÉ M. & BUONCRISTIANI J.F. 2010 – Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician of the Djado Basin (Niger). *Int. J. Earth Sci.*, 99: 1399–1425.  
 DREIMANIS A. 1989 – Tills, their genetic terminology and classification. [W:] Goldthwait R.P., Matsh C.L. (red.) *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema, Rotterdam: 17–84.  
 ELSON J.A. 1989 – Comment on glacitectorite, deformation till and comminution till. [W:] Goldthwait R.P., Matsh C.L. (red.) *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema, Rotterdam: 85–88.  
 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.  
 EYLES N., EYLES C.H. & MIAL A.D. 1983 – Lithofacies type and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequence. *Sedimentology*, 30: 393–410.  
 FULLER S. & MURRAY T. 2002 – Sedimentological investigations in the forefield of an Icelandic surge-type glacier: implications for surge mechanism. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 1503–1520.  
 HALDORSEN S. & SHAW J. 1982 – The problem of recognizing melt out till. *Boreas*, 11: 261–277.  
 HARKER R.I. 1993 – Fracture patterns in clasts of diamictites (? Tillites). *J. Geol. Soc., London*, 150: 251–254.  
 HARKER R.I. & GIEGENGACK R. 1989 – Brecciation of clasts in diamictites of the Gowganda Formation, Ontario, Canada. *Geology*, 17: 123–126.  
 HARRIS C. 1998 – The micromorphology of paraglacial and periglacial slope deposits: a case study from Morfa Bychan, west Wales, UK. *J. Quatern. Sci.*, 13: 73–84.  
 HART J. & ROSE J. 2001 – Approaches to the study of glacier bed deformation. *Quatern. Internat.*, 86: 45–58.  
 HIEMSTRA J.F. & RIJSDIJK K.F. 2003 – Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. *J. Quatern. Sci.*, 18: 373–383.  
 HIEMSTRA J.F. & VAN DER MEER J.J.M. 1997 – Pore-water controlled grain fracturing as indicator for subglacial shearing in tills. *J. Glaciol.*, 43: 446–454.  
 HOOKE R.LeB. 2005 – Principles of glacier mechanics. University Press, Cambridge, s. 429.  
 HOOKE R.LeB. & IVERSON N.R. 1995 – Grain-size distribution in deforming subglacial tills: role of grain fracture. *Geology*, 23: 57–60.  
 IVERSON N.R., BAKER R.W. & HOOYER T.S. 1998 – Ring-shear studies of till deformation: Coulomb-plastic behaviour and distributed strain in glacier bed. *J. Glaciol.*, 44: 634–642.  
 IVERSON N.R., HOOYER T.S. & HOOKE R.LeB. 1996 – A laboratory study of sediment deformation: stress heterogeneity and grain size evolution. *Annals Glaciol.*, 22: 167–175.  
 IVERSON N.R. & IVERSON R.M. 2001 – Distributed shear of subglacial till due to Coulomb slip. *J. Glaciol.*, 47: 481–488.  
 KHATWA A. & TULACZYK S. 2001 – Microstructural interpretations of modern and Pleistocene subglacially deformed sediments: the relative role of parent material and subglacial processes. *J. Quatern. Sci.*, 16: 507–517.  
 KOŁODZIEJ G. 1995 – Petroskop – nowe możliwości prezentacji wizualnej. *Prz. Geol.*, 43: 952–953.  
 KUBIĚNA W.L. 1938 – Micropedology. Collegiate Press Incorporation, Ames.  
 LACHNIET M.S., LARSON G.J., LAWSON D.E., EVENSON E.B. & ALLEY R.B. 2001 – Microstructures of sediment flow deposits and subglacial sediments: a comparison. *Boreas*, 30: 254–262.  
 LARSEN N.K., PIOTROWSKI J.A. & CHRISTIANSEN F. 2006 – Microstructures and microscales as proxy for strain in subglacial diamicts: implications for basal till formation. *Geology*, 34: 889–892.  
 LARSEN N.K., PIOTROWSKI J.A. & MENZIES, J. 2007 – Microstructural evidence of low-strain, timetransgressive subglacial deformation. *J. Quatern. Sci.*, 22: 593–608.  
 LESZCZYŃSKA K., BOREHAM J. & BOREHAM S. 2011 – A novel methodological approach for thin-section description and its application

- to periglacially disturbed Pleistocene deposits from Danbury, Essex, UK. Netherlands. *Geol.en Mijnbouw*, 90: 271–291.
- MARCUSSEN I. 1975 – Distinguishing between lodgement till and flow till in Weichselian deposits. *Boreas*, 4: 113–123.
- MENZIES J. 1998 – Microstructures within subglacial diamictons. *Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznan*: 153–166.
- MENZIES J. 2000a – Micromorphological analyses of microfibrils and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. [W:] Maltman A.J., Hubbard B., Hambrey M.J. (red.) *Deformation of glacial materials*. *Geol. Soc. London, London*: 245–257.
- MENZIES J. 2000b – Microstructures in diamictites of the lower Gowanda Formation (Huronian), near Elliot Lake, Ontario: evidence for deforming-bed conditions at the grounding line?. *J. Sediment. Res.*, 70: 210–216.
- MENZIES J., VAN DER MEER J.J.M. & ROSE J. 2006 – Till – a glacial "tectomict", a microscopic examination of a till's internal architecture. *Geomorphology*, 75: 172–200.
- MENZIES J. & ZANIEWSKI K. 2003 – Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamicton – a comparative micromorphological study. *Sediment. Geol.*, 157: 31–48.
- MORAWSKA M., MORAWSKI M. & WORONKO B. 2010 – Mikrostrukturalne i mikroteksturalne cechy glin lodowcowych jako wskaźniki warunków subglacjalnych na przykładzie stanowiska Lusowo (Pojezierze Poznańskie). *Landform Anal.*, 13: 61–76.
- MROCZEK P. 2001 – Mikromorfologia osadów klastycznych i gleb. *Przedmiot, zastosowanie i wybrane metody analiz*. *Czas. Geogr.*, 72: 211–229.
- MROCZEK P. 2003 – Analiza optycznego obrazu mikromorfologicznego glin lodowcowych. [W:] Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.) *Analizy sedymentologiczne osadów glacialicznych*. *Wydawnictwo UMCS, Lublin*: 51–62.
- NARLOCH W. 2011 – Procesy depozycji i deformacji glin subglacjalnych w lobie Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. *Praca doktorska, arch. UMK, Toruń*.
- NARLOCH W., PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W., LARSEN N.K. & MENZIES J. 2012 – The signature of strain magnitude in till associated with the Vistula Ice Stream of the Scandinavian Ice Sheet, central Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 57: 105–120.
- OSTRY R.C. & DEANE R.F. 1963 – Microfabric analyses of till. *Bull. Geol. Soc. America*, 74: 165–168.
- PALMER A.P., LEE J.A., KEMP R.A. & CARR S.J. 2008 – Revised laboratory procedures for the preparation of thin sections from unconsolidated material. *Unpublished internal report*. Royal Holloway, University of London.
- PHILLIPS E. 2006 – Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 720–738.
- PHILLIPS E., MERRITT J., AUTON C. & GOLLEDGE N. 2007 – Microstructures in subglacial and proglacial sediments: understanding faults, folds and fabrics, and the influence of water on the style of deformation. *Quatern. Sci. Rev.*, 26: 1499–1528.
- PIOTROWSKI J.A., LARSEN N.K., MENZIES J. & WYSOTA W. 2006 – Formation and subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53: 83–106.
- ROBERTS D.H. & HART J.K. 2005 – The deforming bed characteristics of a stratified till assemblage in north East Anglia, UK: investigating controls on sediment rheology and strain signatures. *Quatern. Sci. Rev.*, 24: 123–140.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 2001 – "Lodgement till" and "deformation till". *Quatern. Sci. Rev.*, 20: 579–581.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., TRZCIŃSKI J. & JAROSIŃSKA U. 2003 – Lodgement till deposition and deformation investigated by macroscopic observation, thin section analysis and electron microscope study at site Dębe, central Poland. *Boreas*, 32: 399–415.
- SERET G. 1993 – Microstructures in thin sections of several kinds of till. *Quatern. Internat.*, 18: 97–101.
- SHAW J. 1982 – Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada. *Canadian. J. Earth Sci.*, 19: 1548–1569.
- SKOLASIŃSKA K. 2006 – Clogging microstructures in the vadose zone – laboratory and field studies. *Hydrogeol. J.*, 14: 1005–1017.
- TARPLEE M.F.V., VAN DER MEER J.J.M. & DAVIS G.R. 2011 – The 3D "signature" of strain within glacial sediments revealed using X-ray  $\mu$ CT. *Quatern. Sci. Rev.*, 30: 3501–3532.
- TCHALENKO J.S. 1970 – Similarities between shear zones of different magnitude. *Bull. Geol. Soc. America*, 81: 1625–1640.
- THOMASON J.F. & IVERSON N.R. 2006 – Microfabric and microshear evolution in deformed till. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 1027–1038.
- TRIPPKÖTTER R. & RITZ K. 1996 – Evaluation of polyester, epoxy and acrylic resins for suitability in preparation of soil thin sections for in situ biological studies. *Geoderma*, 69: 31–57.
- VAN DER MEER J.J.M. 1987 – Micromorphology of glacial sediments as a tool in distinguishing genetic varieties of till. *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.*, 3: 77–89.
- VAN DER MEER J.J.M. 1993 – Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quatern. Sci. Rev.*, 12: 553–587.
- VAN DER MEER J.J.M. 1996 – *Micromorphology*. [W:] Menzies J. (red.) *Glacial environments*, vol. 2. *Butterworth, Heinemann, Oxford*: 335–355.
- VAN DER MEER J.J.M. 1997 – Particle and aggregate mobility in till: microscopic evidence of subglacial processes. *Quatern. Sci. Rev.*, 16: 827–831.
- 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 deformable glacier bed. *Quatern. Sci. Rev.*, 22: 1659–1685.
- VAN DER WATEREN F.M., KLUIVING S.J. & BARTEK L.R. 2000 – Kinematic indicators of subglacial shearing. [W:] Maltman A.J., Hubbard B., Hambrey M.J. (red.) *Deformation of Glacial Materials*. *Geol. Soc. London*: 259–278.
- WIŚNIEWSKI E. 1965 – O metodzie badania mikrobudowy gliny moreny dennej. *Czas. Geogr.*, 36: 291–294.
- WYSOTA W. & MOLEWSKI P. 2011 – Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, 59: 214–225.
- WYSOTA W. & SOKOŁOWSKI R.J. 2009 – *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, ark. Rypin. CAG PIG-PIB, Warszawa.
- ZANIEWSKI K. 2001 – *Plasmic fabric analysis of glacial sediments using quantitative image analysis methods and GIS techniques*. PhD Thesis, University of Amsterdam.
- ZANIEWSKI K. & VAN DER MEER J.J.M. 2005 – Quantification of birefringence through image analyses. *Catena*, 63: 109–127.

Praca wpłynęła do redakcji 11.06.2012 r.

Po recenzji akceptowano do druku 22.11.2012 r.