

## Mikrostrukturalne i mikroteksturalne cechy glin lodowcowych jako wskaźnik warunków subglacialnych na przykładzie stanowiska Lusowo (Pojezierze Poznańskie)

### Microstructural and microtextural features of glacial tills as an indicator of subglacial conditions on the example of Lusowo (Poznan Lakeland)

Marta Morawska<sup>1,2</sup>, Marcin Morawski<sup>3</sup>, Barbara Woronko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa; marta.morawska@op.pl

<sup>2</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Fizyki Jądrowej im. H. Niewodniczańskiego, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków

<sup>3</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Zakład Geologii Klimatycznej, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Zarys treści:** Wielokierunkowym badaniom sedymentologicznym poddano gliny lodowcowe budujące wysoczyznę morenową rozciągającą się na południe od moren czołowych fazy poznańskiej zlodowacenia wisły. Teren badań zlokalizowano około 10 km na NW od Poznania. W jego obrębie zaznacza się obecność wielkoskalowych lineacji glacialnych, będących efektem funkcjonowania w czasie zlodowacenia wisły szybkiego paleostrumienia lodowego. Przeprowadzono analizy: litofacialną osadów, uziarnienia, charakteru powierzchni ziarn kwarcu frakcji piaszczystej według Cailleux (1942) i w SEM oraz analizę mikrostrukturalną na podstawie płytek cienkich. Uzyskane wyniki pozwoliły wnioskować o prawdopodobnym źródle osadów. Ponadto uwidoczniła się duża jednorodność osadów pod względem uziarnienia, jak również charakteru obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcu frakcji 0,8–1,0 mm oraz znikomy wpływ transportu w środowisku glacialnym na charakter mikrorzeźby powierzchni ziarn kwarcu. Natomiast wyniki analizy mikrostrukturalnej płytek cienkich pokazały zróżnicowanie glin lodowcowych w profilu pionowym, odpowiadające zmiennym warunkom towarzyszącym akumulacji osadów. Zapis mikrostrukturalny uwidocznił obecność ciągłej, ale o zmiennej miąższości warstwy deformacyjnej. Czynnikiem modelującym zmiany była zawartość i ciśnienie wody porowej.

**Słowa kluczowe:** wielokierunkowe analizy sedymentologiczne, analiza mikrostrukturalna płytek cienkich, SEM, gliny lodowcowe, warunki subglacialne, Pojezierze Poznańskie

**Abstract:** Multiproxy sedimentological analyses were carried out on glacial till building morainic plateau which extends south from the terminal moraines of the Pomorska phase, Vistulian Glaciation. The study area was located about 10 km to the north-west from Poznań. Mega-scale glacial lineations occur among the plateau. They are the effect of a fast flowing paleo-ice stream existing during the Vistulian Glaciation. Following analysis were performed: lithofacial analysis of sediments, the granulometric composition of deposit, the frosting and rounding analyses of sand quartz grains (1.0–0.8 mm) according to Cailleux (1942) and in SEM and analysis of thin sections. The results suggest probable source of the deposits and show homogeneity in terms of granulometry and rounding and frosting of quartz grains in fraction of 0.8–1.0 mm. Glacial transport appears to have limited influence on the microstructure of quartz grains surface. Analysis of thin sections show the vertical differentiation of glacial till according to variable conditions accompanying its deposition. Microstructures recorded continuous deformation layer which varied in thickness. The volume and pressure of pore water were the factors responsible for the changes.

**Key words:** multiproxy sedimentological analyses, analysis of thin section, SEM, basal till, subglacial conditions, Poznań Lakeland

## Wprowadzenie

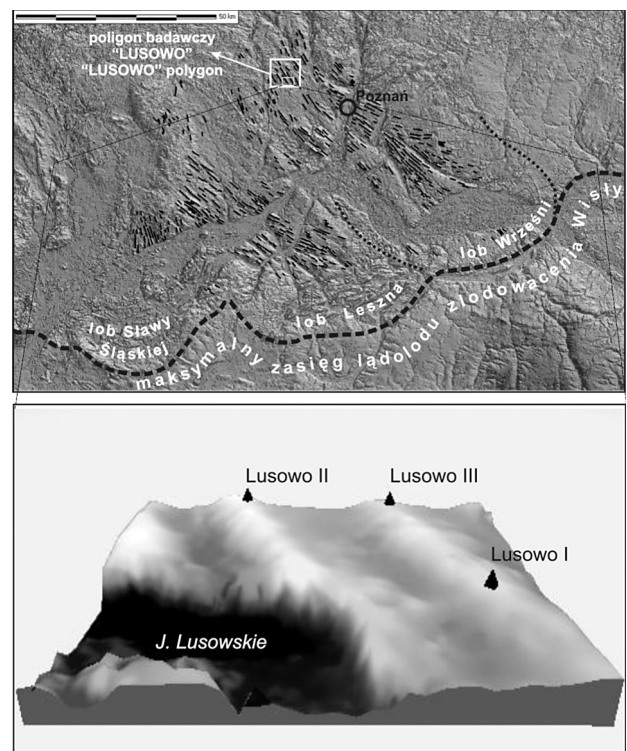
Jednym z zasadniczych problemów badawczych sedymentologii osadów glacialnych, a szczególnie glin lodowcowych, jest rozpoznanie warunków towarzyszących transportowi i depozycji osadów. Stanowi to podstawę do genetycznego zaklasyfikowania analizowanego osadu, co w przypadku glin lodowcowych umożliwia podjęcie próby dalszych interpretacji dynamicznych i paleogeograficznych. Jedynie zastosowanie szerokiej gamy analiz, wzajemnie się uzupełniających, uwzględniających zarówno strukturę, jak i teksturę osadów, pozwala na uzyskanie miarodajnych informacji o osadzie. Tego typu podejście jest coraz częściej wykorzystywane w celu weryfikacji wcześniejszych hipotez (Hart 2007), wnioskowania o dynamice lądolodu (Piotrowski i in. 2006) czy próby ustalenia charakterystycznych cech teksturalnych i strukturalnych osadów budujących formy glacialne określonej genyzy (Hart 2006, Larsen i in. 2006). Jednocześnie jedynie Lian i in. (2003) syntetycznie próbowali określić strukturalne i teksturalne cechy glin lodowcowych wykształconych pod stopą szybkich paleostrumieni lodowych lądolodu laurentyjskiego. Jak dotąd brak podobnego opracowania dla obszaru objętego ostatnim zlodowaczeniem skandynewskim.

Badania na Pojezierzu Poznańskim miały na celu, możliwie najdokładniejsze, odtworzenie warunków panujących w stopie lądolodu w trakcie transportu i depozycji glin lodowcowych. Zastosowana wielokierunkowa analiza cech strukturalnych i teksturalnych osadów, pozwoliła na przybliżone określenie źródła osadu interpretację genetyczną oraz umożliwiła rekonstrukcję warunków subglacialnych w obrębie analizowanego osadu.

## Położenie terenu badań

Teren badań zlokalizowany jest na Pojezierzu Poznańskim, około 10 km na NW od Poznania (ryc. 1), na terenie gminy Tarnowo Podgórne. Obejmuje on obszar o powierzchni 45 km<sup>2</sup>, określony jako poligon badawczy Lusowo (od nazwy wsi, wokół której zlokalizowano stanowiska badawcze). Południową jego granicę wyznacza rynna Jeziora Lusowskiego, od wschodu rynna Jeziora Pamiątkowskiego–Samicy–Jeziora Kierskiego, od północy ciąg wzgórz wznoszących się na wysokości Tarnowa Podgórnego i od zachodu rynna Jeziora Nieporuszeńskiego (ryc. 1). Poligon badawczy Lusowo obejmuje fragment

wysoczyzny morenowej rozciągającej się na przedpolu moren czołowych fazy poznańskiej zlodowacenia wisły, przynależnej do tzw. Pagórków Poznańskich (Bartkowski 1962). W jej obrębie zaznacza się zespół wydłużonych form o przebiegu NW–SE, określanych jako wielkoskalowe lineacje glacialne (ang. *mega-scale glacial lineations, MSGLS*; ryc. 1). Ich powstanie wiąże się z funkcjonowaniem na tym obszarze, w czasie zlodowacenia wisły, szybkich paleo-strumieni lodowych, będących odnogami B2 bałtyckiego strumienia lodowego (Przybylski 2008, Morawska, Morawski 2009a, b).



**Ryc. 1.** Lokalizacja stanowisk badawczych: a) lokalizacja poligonu badań terenowych Lusowo na tle strumieniowych lineacji subglacialnych Pojezierza Poznańskiego – cieniowany, przewyższony cyfrowy model wysokościowy (Morawska, Morawski, w druku); b) północne obrzeżenie wschodniej części rynny Jeziora Lusowskiego – umiejscowienie stanowisk badawczych (przewyższony blokdiagram cyfrowego modelu wysokościowego, widok od południa)

**Fig. 1.** Location of sampling sites: a) location of the Lusowo study area with reference to maximum extent of lobes of the last glaciation and the pattern of subglacial lineations of the Poznań Lakeland – shaded exaggerated digital elevation model (Morawska, Morawski, in press); b) detailed locations of studied exposures and sampling sites (Lusowo I–III) to the north of the eastern part of the Lusowskie Lake tunnel valley – exaggerated blockdiagram derived from DEM, view from the south

## Metody badań

Szczegółowymi badaniami sedymentologicznymi objęto 3 stanowiska (Lusowo I, II, III), zlokalizowane w kulminacyjnych partiach wałów uznanych za wielkoskalowe lineacje glacialne (ryc. 1). W każdym punkcie wykonano wkopy w osadach typu glina lodowcowa do głębokości ok. 2 m i sporządzono opis litofacyjny osadów według schematu Krügera i Kjæra (1999). W celu określenia warunków towarzyszących akumulacji badanych glin wykonano szerokie spektrum analiz, stosowanych w badaniach tego typu osadów (Hart, Rose 2003, Evans, Benn 2004, Hubbard, Glasser 2005). Pobrano próbki osadu do analiz teksturalnych oraz próbki o nienaruszonej strukturze do analiz mikrostrukturalnych (ryc. 2). Wykonano analizę uziarnienia osadów metodą kombinowaną (Mycielska-Dowgiałło 2007) oraz analizę obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm według Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1980), Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998). Jako jej uzupełnienie i rozszerzenie, w celu rozpoznania procesów towarzyszących transportowi i depozycji osadu, dla wybranych próbek, wykonano analizę mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 0,8–1,0 mm w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM; ryc. 2). Każdorazowo analizie w SEM poddano 20–25 ziarn. Wybór ziarn był proporcjonalny do liczebności grup typów ziarn wyróżnionych w analizie Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami. Zastosowano metodykę i klasyfikację mikrostruktur zaproponowaną przez Mahaneya (2002) i rozszerzoną o wydzielenia zawarte w pracy Helland i Holmes (1997). Klasyfikacja ta uwzględnia urzeźbienie powierzchni ziarn kwarcu, zwracając szczególną uwagę na mikrodeniwelacje w obrębie ziarna i charakter krawędzi (ang. *edge roundness, sharp features*). Ponadto rejestruje się mikrostruktury związane z wietrzeniem chemicznym powierzchni ziarn, w tym z trawieniem (np. ang. *solution pits*) i oskorupianiem, oraz mechanicznym niszczeniem powierzchni (zarówno kruszeniem, jak i abrazją, np. ang. *conchoidal fractures, linear steps* czy *subparallel linear steps*), a także wietrzeniem fizycznym postępującym *in situ*. Dodatkowo każdorazowo określono częstotliwość występowania wszelkich mikrostruktur będących efektem mechanicznego niszczenia (ang. *high/low frequency fractures*), dostarczających istotnych informacji o dynamice procesu i warunkach jemu towarzyszących (Mahaney 1995, 2000).

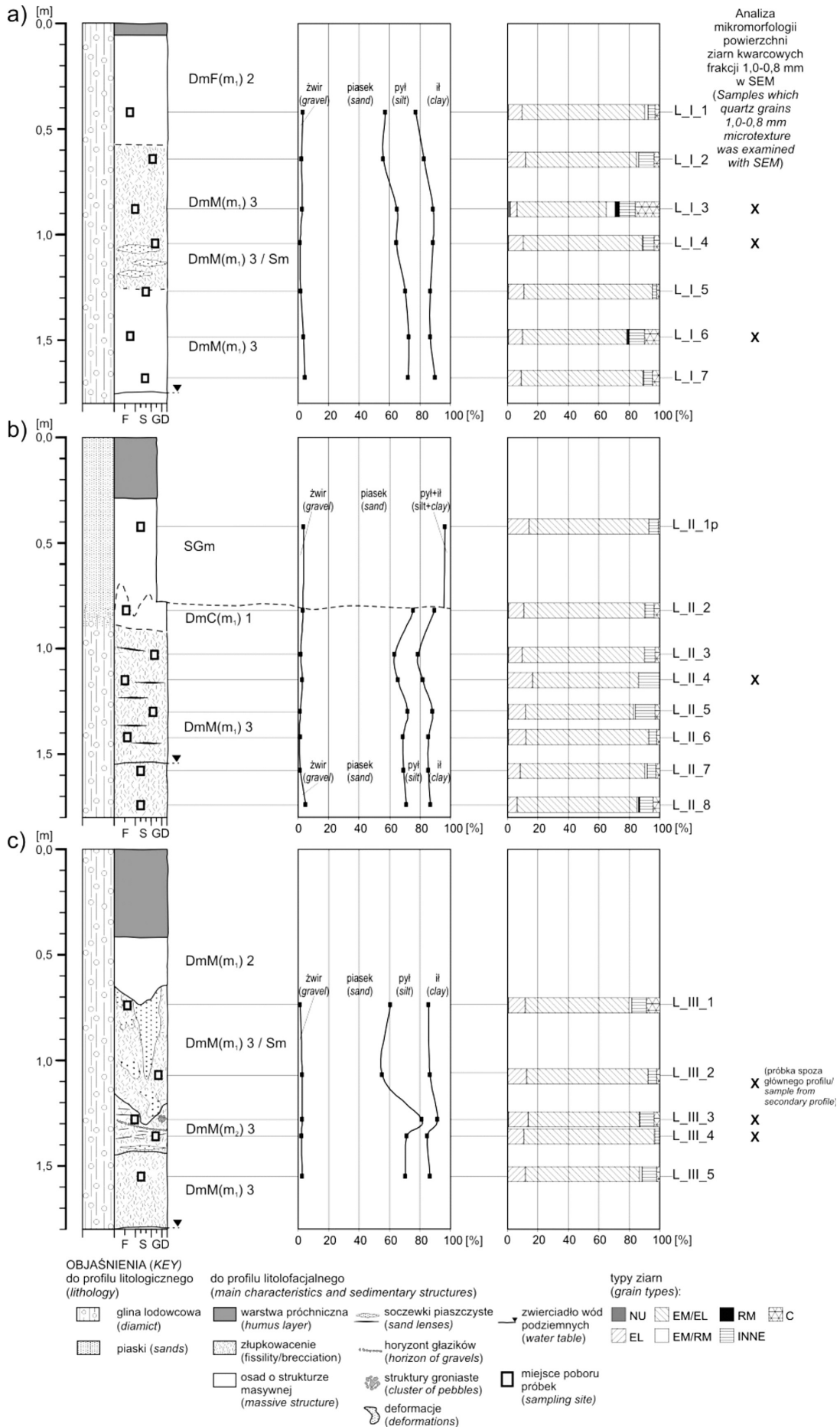
Zmienność warunków w strefie subglacialnej łądolodu została prześledzona na podstawie mikrostrukturalnej analizy płytek cienkich z glin lodowcowych (van der Meer 1987, 1993, Menzies 1998, Carr 2004) ze stanowiska Lusowo I. W tym celu pobrano próbki o nienaruszonej strukturze, wykorzystując puszki Kubienny o wymiarach 60 × 80 × 40 mm. Kryterium nadrzędnym lokalizacji miejsc poboru była

makroskopowa zmienność strukturalna osadów, wyrażona w kodzie litofacyjnym (ryc. 2a). W przypadku braku owej zmienności próbki pobierano w jednakowych odstępach, co 0,20–0,30 m. W badaniach pominięto warstwę próchniczną. Pierwszy etap analizy polegał na skanowaniu powierzchni płytki z rozdzielczością piksela 3,39 μm w świetle spolaryzowanym i przechodzącym, z każdorazowym dobieraniem parametrów czasu ekspozycji i kontrastu w celu uzyskania jak najlepszego tonalnego zróżnicowania obrazu. Szkic interpretacyjny powstawał na podstawie wizualnej analizy zeskanowanego obrazu i podlegał weryfikacji i uszczegółowieniu w trakcie analizy płytek cienkich bezpośrednio pod mikroskopem petrograficznym. Analiza mikroszlifu osadu w świetle przechodzącym daje informacje o szkielecie ziarnowym i cechach teksturalnych osadu. Natomiast światło spolaryzowane ukazuje wewnętrzną strukturę materiału drobnoziarnistego (frakcji drobnopyłowej i ilowej) – *plasmic fabric* (ang.) (van der Meer 1987). Efektem analizy płytek cienkich była interpretacja systemu porów, ich rodzaju i rozmieszczenia oraz współwystępowania porów i innych mikrostruktur. Wyliczono ilościową charakterystykę mikrostruktur dla każdej z analizowanych płytek. Pozwoliło to na prześledzenie zmian poszczególnych parametrów (np. powierzchni zajętej przez pory) lub liczebności mikrostruktur w profilu. Uzyskane dane wraz z jakościową charakterystyką mikroszlifów (układem mikrostruktur ich następstwem, wykształceniem) uzupełniły wnioskowanie o warunkach depozycji i deformacji towarzyszących akumulacji analizowanych glin lodowcowych.

## Wyniki badań

Na stanowiskach Lusowo I i Lusowo III glinę lodowcową o miąższości około 1,8 m zaklasyfikowano jako masywny diamikton o średnioziarnistym matriksie i znikomym udziale większych klastów [DmM(m<sub>1</sub>)3]. W części środkowej profili (odpowiednio gł. 0,55–1,25 m i 0,75–1,35 m) glina wykazywała cechy „złuskowacenia” (łuski o poziomym wydłużeniu i miąższości ok. 2–4 mm, długości do 2 cm; ryc. 2a, c). Poniżej struktura gliny zmienia się na masywną. W środkowych częściach obu profili stwierdzono występowanie soczewek różnoziarnistego masywnego piasku (Sm). W profilu Lusowo III przybierają one formę struktur kropkowych. Na stanowisku Lusowo II glina zwałowa jest nadbudowana piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi o masywnej strukturze (SGm) i miąższości około 0,60 m. Zalegającą poniżej glinę lodowcową charakteryzuje masywna struktura o niewielkim udziale większych klastów [DmM(m<sub>1</sub>)3] (ryc. 2b).

Skład granulometryczny analizowanych próbek gliny lodowcowej wykazuje znaczną jednorodność w



profilu, jak również pomiędzy poszczególnymi stanowiskami (ryc. 2). Uśredniony skład mechaniczny (2,7% żwiru, 65,1% piasku, 18,6% pyłu, 13,7% ilu) oraz wyniki jednostkowe wskazują na glinę piaszczystą. W górnej części analizowanych profili poprzez wzrost zawartości frakcji drobniejszych (pyłowej i ilowej) zaznaczają się procesy glebowe i wietrzenie.

Wyniki analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami wskazują, że we frakcji 0,8–1,0 mm charakteryzuje badane osady dość duża homogeniczność. Dominują ziarna o pośrednim stopniu obtoczenia i błyszczącej powierzchni (EM/EL), reprezentujące środowisko wodne (ryc. 2). Ich udział wynosi od 59% na stanowisku Lusowo I do 82% w profilu Lusowo II. Znaczący udział mają również ziarna typu EL (4–11%), też kształtowane w środowisku wodnym. Jednocześnie stwierdzono incydentalne występowanie ziarn świeżych (NU) oraz znikomy udział ziarn matowych (EM/RM i RM), reprezentujących środowisko eoliczne (Mycielska-Dowgiałło, Woronko 1998, Woronko 2001) oraz pękniętych (C) (ryc. 2).

Analiza mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm wykonana w SEM pokazała, że cechuje je bardzo słabe urzeźbienie powierzchni (ang. *low relief*), przy jednoczesnym braku ziarn z *high relief* (ang.) (tab. 1). Na powierzchni ziarn dominują mikrostruktury związane z trawieniem chemicznym, zaznaczającym się w formie gładkiej powierzchni określanej jako *dulled surface* (ang.) oraz bardziej urozmaiconej *dissolution surface* (ang.). Powszechne są również punktowe i linijne mikroformy będące efektem trawienia typu *solution pits* (ang.) i *solution crevasses* (ang.). Natomiast częstotliwość występowania mikrostruktur związanych z mechanicznym niszczeniem powierzchni ziarn, w tym kruszeniem i abrazją, jest bardzo mała (ang. *low frequency fractures*), chociaż pojawiają się one na większości analizowanych ziarn (udział ang. *abrasion features*: 72,7–100%). Wśród nich dominują V- i U-kształtne nacięcia (ang. *V-shaped percussion cracks* i *crescentic gouges*), *craters* (ang.), duże i małe przełamy muszlowe (ang. *conchoidal fractures* >10  $\mu\text{m}$  i <10  $\mu\text{m}$ ) (fot. 1a, b, c) *linear steps* (ang.) oraz mikrostruktury linijne typu *straight grooves* (ang.) i *deep troughs* (ang.) (tab. 1). Urzeźbienie przełamów

muszlowych (ang. *conchoidal fractures*) zazwyczaj jest mało intensywne (ang. *parallel ridges, linear/arc-shaped steps*). Ponadto część z nich wykazuje cechy trawienia chemicznego (fot. 1c, d, e). Świeże powierzchnie (ang. *fresh surfaces*), mimo wysokiej frekwencji (od 47,6 do 68,2% ziarn), obejmują znikomą powierzchnię ziarn. Godny odnotowania jest brak lub niewielki udział mikrostruktur typowych dla środowiska glacialnego (m.in. ang. *high relief, chattermarks, subparallel linear fractures*; Mahaney 2002, tab. 1). Na powierzchni części ziarn stwierdzono obecność mikrostruktur typu *breakage blocks* (ang.) (tab. 1).

Wyniki analizy mikrostrukturalnej płytek cienkich z glin lodowcowych ze stanowiska Lusowo I ukazały zauważalne zróżnicowanie w obrębie makroskopowo masywnego osadu (tab. 2). Wraz z głębokością następuje spadek ilości mikrostruktur rotacyjnych typu *galaxy* (ang.), przy wzroście obtoczonych intraklastów (ang. *pellets* i *plasters*, tab. 2, fot. 2a, b, c). Podwyższona częstość występowania mikrostruktur typu *edge to edge crushing* (ang.) i *grain fracturing* (ang.) – świadczących o kruszeniu w środowisku glacialnym – w próbce L\_I\_4 jest związana z obecnością domen piaszczystych. Pomijając tę anomalię, obserwuje się sukcesywny wzrost ilości struktur związanych z kruszeniem w głąb profilu (tab. 2). Wykształcenie lineacji wykazuje znaczne zróżnicowanie. Zauważa się znaczny wzrost ich liczebności przy spadku średniej długości w strefie tuż poniżej strefy złupkowacenia (L\_I\_3→L\_I\_5). W najniższych partiach profilu (L\_I\_6) pojawia się uporządkowany system długich lineamentów (tab. 2). Ważna dla próby odtworzenia warunków towarzyszących depozycji i deformacji analizowanej gliny lodowcowej jest obecność mikrouskoków świadczących o występowaniu deformacji nieciągłych (tab. 2, fot. 2d). W profilu pionowym widoczna jest zmienność ilości, wielkości i układu porów. W górnej części występuje *fissile partings* (ang.), nawiązujące do złuskowaczonej struktury gliny (fot. 2e). W strefie z soczewkami piaszczystymi pory tworzą *marble bed* (ang.) (fot. 2f). Poniżej, mimo znacznej ilości i zajmowanej przez nie powierzchni, brak diagnostycznych układów porów (tab. 2).

**Ryc. 2.** Wybrane cechy teksturalne i strukturalne osadu w obrębie stanowisk badawczych: a) Lusowo I, b) Lusowo II, c) Lusowo III. W kolejności: profil litologiczny i litofacjalny wraz z kodem według schematu Krügera, Kjæra (1999), wyniki analizy uziarnienia (przedziały głównych frakcji według klasyfikacji geotechnicznej PN-54/B-02480), wyniki analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm wg Cailleux (1942), w modyfikacji Goździka (1980) oraz Mycielskiej-Dowgiałło, Woronko (1998), lokalizacja próbek do analizy mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcu frakcji 0,8–1,0 mm w SEM

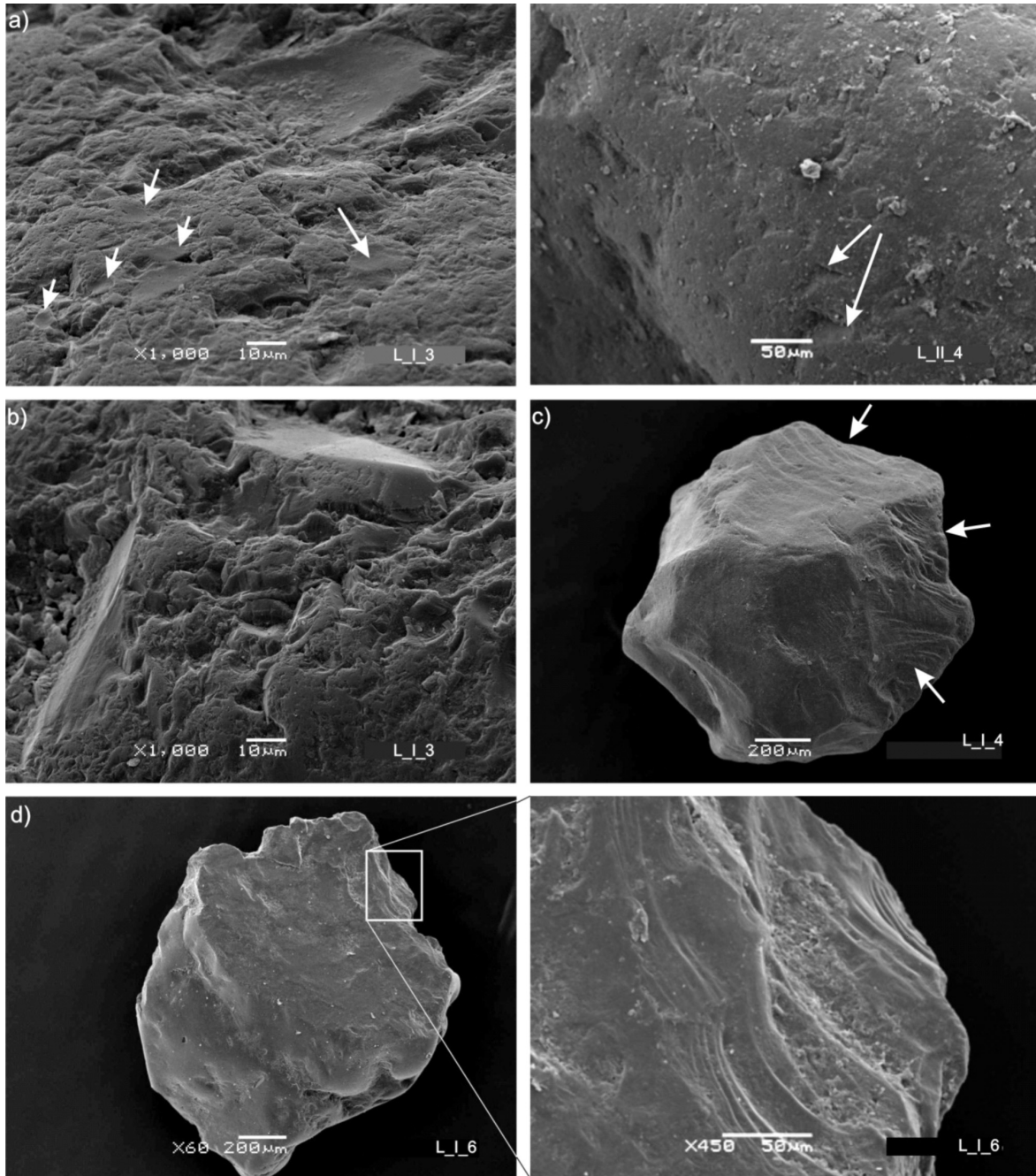
**Fig. 2.** Selected textural and structural features of deposits from study sites: a) Lusowo I, b) Lusowo II, c) Lusowo III. Consequently: sedimentological and lithofacial profile with the code according to Krüger, Kjær (1999), results of granulometric analyses (main fractions intervals according to geotechnical classification PN-54/B-02480), results of rounding and frosting analysis of quartz grains in fraction of 1.0–0.8 mm according to Cailleux (1942), modified by Goździk (1980) and Mycielska-Dowgiałło, Woronko (1998), location of sampling sites to SEM analysis

**Tabela 1.** Zbiorczy wykres częstości pojawiania się mikrostruktur na powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm z glin lodowcowych ze stanowisk Lusowo I–III

**Table 1.** Summary frequency graph of the microstructures on the quartz grain surfaces from glacial till from Lusowo I–III sites

| typ mikrostruktury/próbka<br>type of microtexture/sample | L_I_3 | L_I_4 | L_I_6 | L_II_4 | L_III_A_1 | L_III_3 | L_III_4 |
|--|-------|-------|-------|--------|-----------|---------|---------|
| low relief   | ◐     | ●     | ◐     | ◐      | ◐         | ◐       | ◐       |
| medium relief  | ●     | ○     | ●     | ○      | ○         | ○       | ○       |
| high relief  |       |       |       |        |           |         |         |
| high frequency fractures                                 | ●     | •     | ○     |        | ○         | ○       | •       |
| low frequency fractures                                  | ◐     | ◐     | ●     | ●      | ◐         | ●       | ◐       |
| edge rounding  | ◐     | ●     | ◐     | ●      | ◐         | ◐       | ●       |
| sharp features   | ○     | ○     | ○     | ○      | ○         | ○       | •       |
| abrasion fatigues  | ○     |       |       |        | •         |         |         |
| abrasion feature   | ●     | ●     | ◐     | ●      | ◐         | ●       | ◐       |
| fresh surface  | ◐     | ◐     | ◐     | •      | ●         | •       | ◐       |
| anastomosis  | •     | ○     | ○     | •      |           | ○       | •       |
| amorphous ppt.   | ◐     | ◐     | ●     | ◐      | ◐         | ●       | ●       |
| dissilution surface                                      | ●     | ●     | ●     | ●      | ◐         | •       | ◐       |
| dulled surface   | ●     | ●     | ●     | ◐      | ◐         | ◐       | ◐       |
| oriented etch pits                                       | ○     | •     | •     |        | ○         | •       | ○       |
| solution crevasses                                       | ◐     | ●     | ◐     | ◐      | •         | ◐       | ●       |
| solution pits  | ◐     | ◐     | •     | •      | ◐         | ○       | ◐       |
| arc-shaped steps   | •     | •     | ○     | ○      | •         | ○       | ○       |
| breakage blocks (<0,010mm)                               | ●     | ○     | ○     | ○      | •         | ○       | •       |
| breakage blocks (>0,010mm)                               | ○     | ◐     | •     | •      | •         | •       | ●       |
| chattermarks   | ○     |       |       |        |           |         |         |
| conchoidal fractures (<0,010mm)                          | ●     | ○     | •     | •      | ○         | ○       | •       |
| conchoidal fractures (>0,010mm)                          | ◐     | ◐     | ◐     | •      | •         | •       | ●       |
| fracture faces   | ○     |       | •     | •      | ○         | ○       | ○       |
| linear steps   | ●     | ○     | ◐     | ○      | ○         | ○       | ○       |
| subparallel linear fractures                             | ●     |       | ○     | ○      | ○         | •       | ○       |
| micro steps  | •     | ○     | ○     | ○      | ○         | ○       | ○       |
| parallel ridges  | ○     | ○     | ○     | ○      | •         | •       | ○       |
| radial fractures   |       |       |       | •      | ○         |         |         |
| sawtooth fractures                                       |       |       |       |        |           |         |         |
| craters  | ◐     | ◐     | •     | •      | ●         | ●       | ◐       |
| crescentic gouges  | ◐     | ●     | ◐     | ◐      | ●         | ◐       | ●       |
| V-shaped percussion cracks                               | ●     | ●     | ●     | ●      | ●         | ●       | ◐       |
| mechanically upturned plates                             |       |       |       |        |           |         |         |
| bulbous edges  | ○     | •     | ○     | ○      | ○         | •       | •       |
| curved grooves   | ○     | ○     | ○     |        | ○         | ○       | ○       |
| deep trough  | ○     | •     | ○     | ○      | ○         | ○       | ○       |
| straight grooves   | ●     | ○     | ◐     | •      | •         | •       | •       |
| depressions  | ●     | ●     | ◐     | ○      | •         | •       | •       |
| elongated depressions                                    | ○     | ○     | •     | ○      | ○         | ○       | ○       |
| preweathered surface                                     | ◐     | ●     | ●     | ●      | ●         | ◐       | ●       |
| adhering particles                                       | ●     | ◐     | ◐     | ●      | ●         | ●       | ●       |





**Fot. 1.** Mikromorfologia powierzchni ziarn kwarcu frakcji 0,8–1,0 mm ze stanowisk Lusowo I–III: a) fragment powierzchni ziarna kwarcu z małymi przełamanami muszlowymi ( $<10 \mu\text{m}$ ) (*conchoidal fractures*  $<10 \mu\text{m}$ , strzałki) będącymi efektem abrazji (Lusowo I); fragment krawędzi ziarna kwarcu z: b) U-kształtymi nacięciami (*crescentic gouges*, strzałka); c) fragment powierzchni ziarna kwarcu z gładką powierzchnią typu *dulled* i V-kształtymi nacięciami (*V-shaped percussion cracks*) oraz świeżymi dużymi przełamanami muszlowymi (*conchoidal fractures*  $>10 \mu\text{m}$ ) będącymi efektem abrazji; d) ogólny widok ziarna kwarcu o niewielkim stopniu obtoczenia i słabo urzeźbionej mikrorzeźbie (*low relief*) z obecnością dużych przełamów muszlowych (strzałki) o różnym stopniu zachowania pierwotnej rzeźby – świadectwo kilkakrotnej redepozycji i obróbki w środowisku glacialnym; d) ziarna kwarcu o niewielkim stopniu urzeźbienia, gładkiej powierzchni typu *dulled* i z dużym przełamem muszlowym (*conchoidal fractures*  $>10 \mu\text{m}$ ) na krawędzi, zniszczonym przez wietrzenie chemiczne, zaznaczające się w postaci trawienia i oskorupiania

**Phot. 1.** Micromorphology of quartz grain surfaces in fraction of 0.8–1.0 mm Lusowo I–III sites: a) a fragment of the quartz grain surface with small conchoidal fractures ( $<10 \mu\text{m}$ ) being the effect of the abrasion; b) a fragment of the quartz grain edge with the crescentic gouges (arrow); c) a fragment of the quartz grain surface with the smooth dulled surface and V-shaped percussion cracks and fresh large conchoidal fractures ( $>10 \mu\text{m}$ ); d) general view of the quartz grain with a little degree of rounding and low relief with the occurrence of the large conchoidal fractures (arrows) with the different degree of the preservation of the primary relief – the certificate of a few time redeposition and treatment in glacial environment); d) quartz grains with a low relief, smooth dulled surface and large conchoidal fracture ( $>10 \mu\text{m}$ ) on the edge destroyed by chemical weathering occurring as etching and precipitating

**Tabela 2.** Wyniki analizy mikrostrukturalnej płytek cienkich z glin lodowcowych ze stanowiska Lusowo I  
**Table 2.** Results of microstructural analysis of thin sections of glacial tills from Lusowo I site

| próbka / sample | ziarna / grains<br>>0,8 mm |                | pory / pores                             |                                | mikrostruktury / microstructures |  |                                   |  |                |              |                      |                       |                                    |   |
|-----------------|----------------------------|----------------|--|--------------------------------|----------------------------------|--|-----------------------------------|--|----------------|--------------|----------------------|-----------------------|------------------------------------|---|
|                 |                            |                |  |                                | planarne / planar                |  |                                   | rotacyjne / rotational                             |                |              | kruszenia / crushing |                       | postdepozycyjne / postdepositional |   |
|                 | ilość / number             | ilość / number | % obszaru roboczego / % of analysed area | układ / arrangement            | lineacje / lineations            |  | uskoki odwrócone / reverse faults | struktury rotacyjne/ rotational, galaxy structures |                | till pellets | plasters             | edge to edge crushing | grain fracturing                   | wytrącenia węglanów/ secondary carbonates |
|                 |                            |                |  |                                | ilość / number                   | średnia długość [mm]/ mean length [mm] |                                   | ilość / number                                     | ilość / number |              |                      | ilość / number        | ilość / number                     | % obszaru roboczego / % of analysed area  |
| L_I_3           | 43                         | 8001           | 11,70                                    | fissile partings               | 264                              | 2,17                                   | 0                                 | 116  | 22             | 13           | 33                   | 18                    | 7,46                               |   |
| L_I_4           | 28                         | 6780           | 11,23                                    | marble bed                     | 360                              | 1,36                                   | 5                                 | 68   | 38             | 11           | 282                  | 26                    | 3,46                               |   |
| L_I_5           | 40                         | 12516          | 15,76                                    | compound/complex packing voids | 543                              | 1,66                                   | 4                                 | 37   | 32             | 63           | 68                   | 15                    | 2,23                               |   |
| L_I_6           | 31                         | 11279          | 13,49                                    | compound/complex packing voids | 227                              | 3,64                                   | 0                                 | 40   | 30             | 60           | 50                   | 41                    | 2,29                               |   |

## Dyskusja

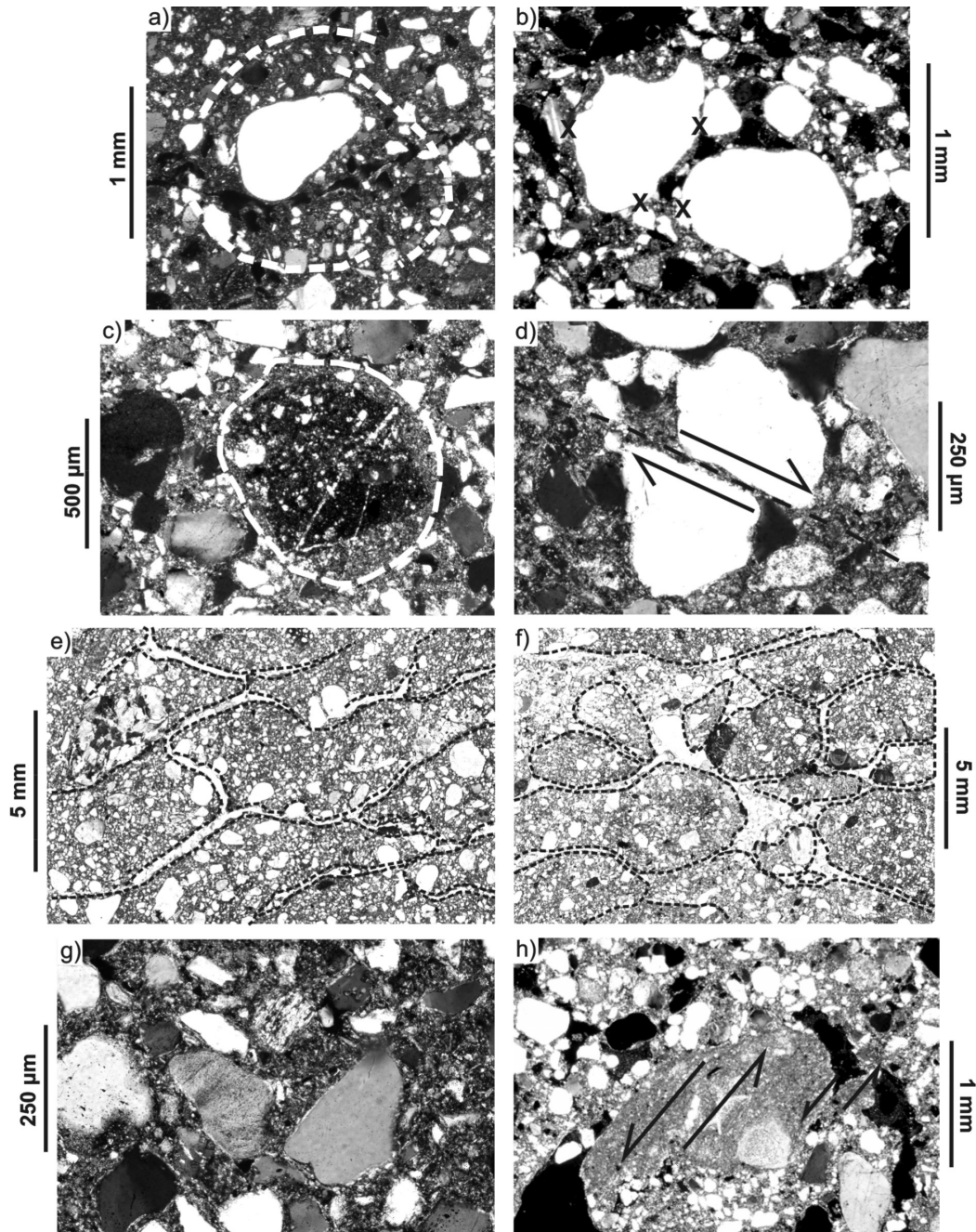
Skład mechaniczny analizowanych próbek gliny jest typowy dla glin vistuliańskich występujących w regionie Pojezierza Wielkopolskiego, zarówno w części północno-wschodniej (Gogołek 1993, Chmal 1997), jak i zachodniej (Kucharewicz 1975, Michalska, Winnicka 2004, Szałajdewicz 2004). Gлина lodowcowa o niemal identycznym składzie granulometrycznym została również opisana m.in. przez Górską (1995) w obrębie strefy marginalnej i zaplecza fazy leszczyńskiej. We wszystkich badanych stanowiskach, poza przypowierzchniową warstwą objętą makroskopowo widocznymi procesami glebowymi i wietrzeniowymi (do ok. 1,0 m), glina lodowcowa wykazuje znaczną homogeniczność oraz jednorodność składu granulometrycznego w profilu pionowym (ryc. 2). Przedstawia typowy dla regionu przykład gliny bazalnej z dominującymi frakcjami: drobno- i bardzo drobnopiaszczystą oraz grubopylową przy stosunkowo niskiej zawartości frakcji ilowej, maksymalnie około 22% w górnych partiach profilu (Górska 1995).

Kolejną cechą teksturalną wykazującą nadzwyczajną jednorodność jest rozkład typów morfoskopowych ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm. Dominacja ziarn EM/EL, których geneza związana jest z obróbką w środowisku wodnym (Mycielska-Dowgiałło, Woronko 1998) przy incydentalnym występowaniu ziarn z grup NU i C – wskaźnikowych dla środowiska glacialnego (Krinsley, Doornkamp, 1973, Whalley, Krinsley, 1974, Mahaney 2002), jest nietypowa dla osadów glacygenicznych, w których ziarna frakcji piaszczystej, z racji wielu źródeł dostawy i zróżnicowanego stopnia obróbki, charakteryzuje zazwyczaj większa różnorodność (Woronko 2001, ryc. 2). Wyjaśnienia należy upatrywać w jednorodnym

materiale źródłowym glin zlodowacenia wisły na obszarze Wielkopolski (Górska, 1995, 2000) lub (w tym konkretnym przypadku) we wzbogaceniu analizowanego osadu w materiał o innej genezie. Potwierdzeniem wydaje się fakt występowania na NW od zlokalizowanych stanowisk badawczych wzniesień o genezie glacytektonicznej, które w całości zbudowane są z kier trzeciorzędowych – piasków, żwirów, ilów i mułków, najprawdopodobniej wieku oligoceńskiego (Gogołek, 1993, 1994). Opisywane pagórki znajdują się w bezpośrednim przedłużeniu linii morfologicznych analizowanych form wałowych – wzbogacenie glin lodowcowych w materiał o genezie litoralnej wydaje się bardzo prawdopodobne.

Wyniki analizy mikrorzeźby powierzchni ziarn kwarcowych w SEM uwiarygodniają możliwość wzbogacenia glin lodowcowych w materiał nie podlegający wcześniejszym procesom glacialnym i jego krótki transport. Potwierdza to fakt niewielkiego udziału lub braku mikrostruktur związanych ze środowiskiem glacialnym (subglacialnym) takich jak: *sharp features, high frequency fractures, chattermarks, subparallel linear fractures, arc-shaped steps* (ang.) (Krinsley, Takahashi 1962, Krinsley, Doornkamp 1973, Whalley i Krinsley 1974, Mahaney i in. 2001, Mahaney 2002) na ziarnach z dominujących grup EM/EL i EL. W większości przypadków, często na znacznych powierzchniach, stwierdzano natomiast mikrostruktury związane z wietrzeniem chemicznym (ang. *dulled surface, sollution crevasses, sollution pits, dissollution surface*) oraz oskorupieniem amorficzną krzemionką (ang. *amorphous precipitation*). Takie wykształcenie mikroreliefu ziarn kwarcowych może być wyznacznikiem ich pierwotnej genezy (np. ang. *dulled i dissollution surface* dla ziarn modelowanych w środowisku wodnym – EM/EL i EL; Mahaney i in. 2001). Jednocześnie, opisywane mikrostruktury





**Fot. 2.** Mikrostruktury glin lodowcowych w stanowisku Lusowo I: a) struktura rotacyjna typu *galaxy* (linie przerywane), spłaszczona i rozerwana/zniszczona przez systemem porów, drobnoziarnisty materiał otaczający centralne ziarno konserwuje jego powierzchnię, podczas gdy mniejsze ziarna pozbawione otoczek narażone są na niszczenie, por. a), b) otoczki typu *plaster* konserwujące powierzchnię ziarn niszczonej w wyniku rotacji (zaznaczone „X”); c) próbka L\_I\_6: struktura typu *plaster* – jądro dawnej struktury rotacyjnej; d) próbka L\_I\_4: mikrouskok; e) próbka L\_I\_3: układ porów typu *fissile partlings* (linie przerywane – granice agregatów gliny); f) próbka L\_I\_4: układ porów typu *marble bed* (linie przerywane – granice agregatów gliny); g) próbka L\_I\_3: *lattisepic/skel-lattisepic plasmic fabric*; h) próbka L\_I\_5: intraklast gliniasty typu III rozrywany na skutek ścinania przy kruchych warunkach odkształceń. Próbkki: a–d, g–h – światło przechodzące spolaryzowane; e–f – światło przechodzące niespolaryzowane. Skala w postaci odcinka obok obrazu

**Phot. 2.** Microstructures within tills from Lusowo I site: a) attenuated and flattened galaxy structure (dashed lines) torn apart by system of voids, fine grained material around the core conserve the surface texture of large grains while smaller grains without fine grained coatings are exposed to abrasion and crushing, cf. a), b) plaster coatings which conserve the former texture of grain surface, are abraded as a result of rotation of particles (marked with “X”); c) sample L\_I\_6: plaster around sand grain – core of former rotational structure; d) sample L\_I\_4: microfault; e) sample L\_I\_3: fissile partlings (dashed lines – borders of till aggregates) f) sample L\_I\_4: marble bed (dashed lines – borders of till aggregates); g) sample L\_I\_3: lattisepic/skel-lattisepic plasmic fabric; h) sample L\_I\_5: till pebble type III torn apart as a result of shearing in tills in brittle style of deformation. Photomicrographs: a–d, g–h – cross-polarised light, e–f – plane light. The scale is shown as a scale bar beside photomicrograph

mogą stanowić zapis procesów, jakimi były: postglacjalne wietrzenie w warunkach peryglacjalnych (ang. *breakage bolcks*) oraz oddziaływanie procesów glebowych (Kozarski 1995, Hoch, Woronko 2007). Dla większości analizowanych ziarn rozgraniczenie pomiędzy przed- a postglacjalnym etapem powstawania poszczególnych mikrostruktur było niemożliwe.

Występowanie powierzchni *preweathered* (ang.) na znacznej liczbie przeanalizowanych ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm jest niezwykle istotne dla rozważań nad genezą osadu. Nieliczne świeże ślady, głównie w postaci mikrostruktur abrazyjnych (ang. *crescentic gouges, grooves, deep troughs, conchoidals <10 μm, V-shaped percussion cracks*), nadpisują wcześniejszą rzeźbę ziarn (fot. 1a–e). Szczególnym przypadkiem są ziarna typu INNE. Charakterystyki mikromorfologiczne ich powierzchni wskazują na duże zróżnicowanie występujących mikrostruktur oraz mikroreliefu. W obrębie ziarn zaobserwowano kilka generacji mikrostruktur związanych z kruszeniem i pękaniem ziarn (ang. *conchoidals i fracture faces*), o różnym stopniu urzeźbienia ostrych krawędzi czy struktur abrazyjnych różniących się wykształceniem (wielkością, częstością występowania) oraz stopniem zachowania. Może to świadczyć o redepozycji (w niektórych przypadkach wielokrotnej) ziarn z wcześniejszych cykli glacialnych, które w wyniku działania postsedymentacyjnych procesów wietrzeniowych na świeżych powierzchniach szybko uległy procesom wietrzenia chemicznego, zacierającego ślady obróbki glacialnej (Kransley, Doornkamp 1973, Mahaney, Sjöberg 1993, fot. 1c). Podobne (redeponowane) pochodzenie w analizowanym osadzie mają te ziarna pęknięte, w których stwierdzono obecność powierzchni *preweathered* (ang.) także na powierzchni pęknięć, nadpisanej świeżymi śladami abrazyjnymi na krawędziach (fot. 1c). W przypadku ziarn pośrednich błyszczących – EM/EL, procesy wietrzeniowe występują intensywniej niż na innych ziarnach, przy jednoczesnym podobnym stopniu zachowania mikrostruktur związanych z ostatnim epizodem glacialnym. Stanowi to przesłankę o dwóch źródłach materiału w badanych glinach lodowcowych. Poza możliwością wzbogacenia w materiał z kier trzeciorzędowych należałoby wskazać ziarna pochodzące z wcześniejszych epizodów glacialnych, pobierane i transportowane w konserwujących ich powierzchnię warunkach (Mahaney 1995, Mahaney, Kalm 2000). Taka sytuacja doprowadza do znacznego udziału ziarn z zachowaną powierzchnią *preweathered* (ang.) w glinach najwyższych poziomów stratygraficznych (Mahaney, Kalm 1995), czego można dopatrywać się w analizowanym przypadku. Pośrednio wskazuje to na znaczną aktywność lądolodu i zmienne warunki subglacialne w jego stopie: pobieranie lokalnego materiału (przymarzenie stopy do podłoża, cykle reglacyjne), jego wymieszanie (deformacje) oraz redepozycję (dynamiczne odkładanie).

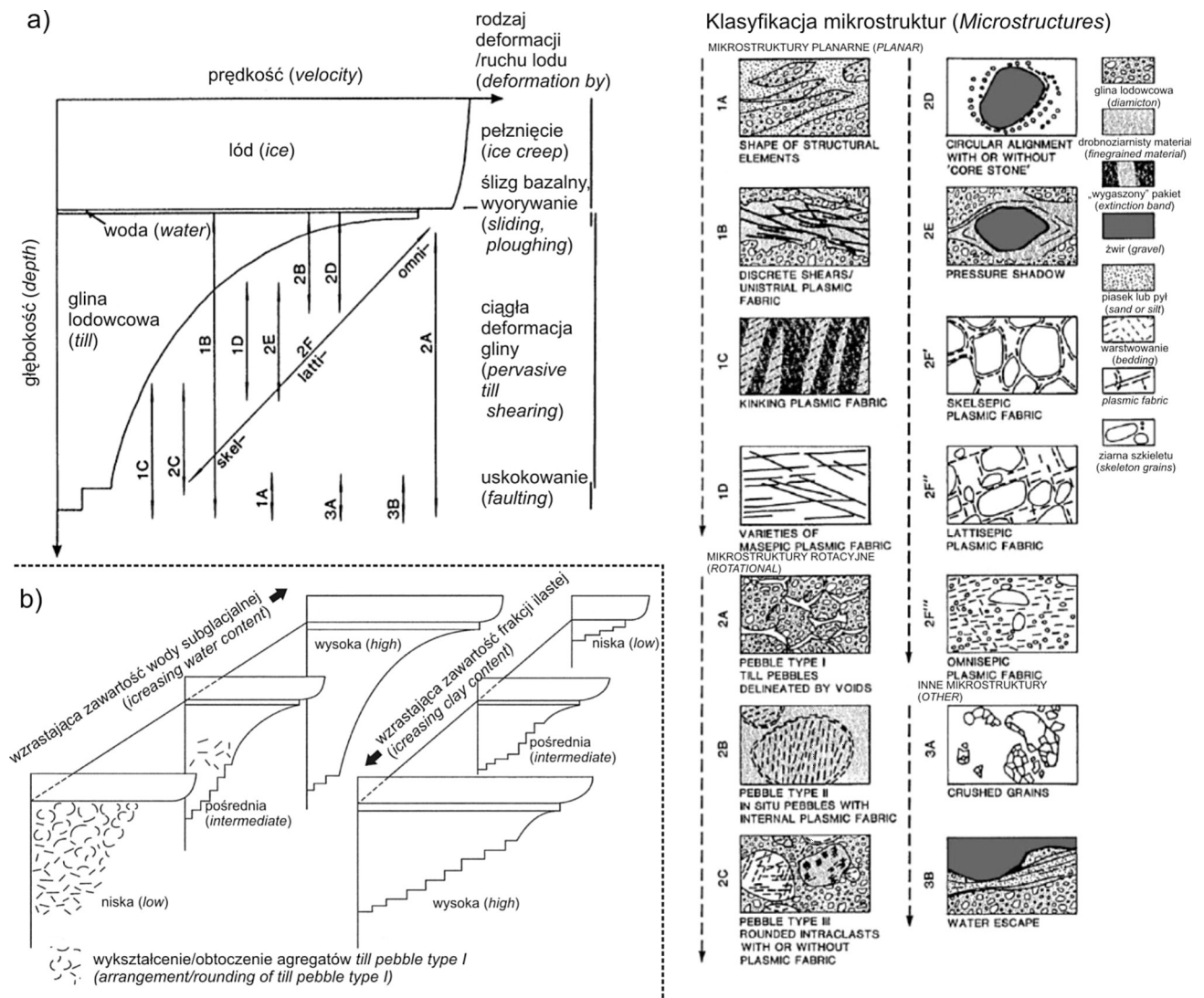
W kontekście uzyskanych wyników analizy mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm oraz mikrostrukturalnej płytek cienkich z glin lodowcowych (przy danym składzie granulometrycznym), można postawić hipotezę o selektywnym oddziaływaniu transportu w strefie subglacialnej: konserwującym powierzchnię ziarn jedynie większych frakcji (2,0–0,8 mm) ze względu na ograniczone prawdopodobieństwo efektywnych zderzeń pomiędzy ziarnami podobnej wielkości i twardości (Sharp, Gomez 1986). O ile retusz glacialny ziarn frakcji średnio- i grubopiaszczystych jest znikomy, to w obrębie frakcji średnio-, drobno- i bardzo drobno-piaszczystej, w każdej z przeanalizowanych płytek cienkich zaobserwowano większe zróżnicowanie kształtów ziarn oraz zintensyfikowane ślady kruszenia i abrazyj w środowisku glacialnym (fot. 2a). Wskazuje to pośrednio na aktywny sposób transportu i depozycji osadu (funkcjonowanie warstwy deformacyjnej?). Odpowiada także spostrzeżeniom Rose i Hart (2008), które badając wygląd ziarn w obrębie wszystkich frakcji piaszczystych, wnioskowały o zróżnicowanych warunkach kruszenia/abrazyj w środowisku subglacialnym w zależności od inicjalnego kształtu ziarna, składu mechanicznego osadu, długości przebywania w strefie oddziaływania procesów niszczących oraz ich jakości.

Świeże powierzchnie (ang. *fresh surfaces*) w większości przypadków związane są, jeśli nie ze strukturami typu *breakage blocks* i *fracture faces* (ang.) (wiązanymi z wietrzeniem mrozowym; Hoch, Woronko 2007), to ze strukturami abrazyjnymi (ang. *crescentic gouges, straight/curved grooves, deep troughs, conchoidal fractures <10 μm, V-shaped percussion cracks*), rzadziej z dużymi przełamami muszłowymi (ang. *conchoidals*). Mikrostruktury związane z ich urzeźbieniem (ang. *arc-shaped, linear/micro steps, parallel ridges, subparallel linear fractures*) występują na powierzchni niewielu ziarn (tab. 1). Niska częstotliwość występowania struktur niszczenia mechanicznego (ang. *low frequency fractures*) mówi o niewielkiej energii towarzyszącej powstaniu pęknięć (Sharp, Gomez 1986, Mahaney 2002). Relatywnie częstsze występowanie na powierzchni ziarn mikrostruktur abrazyjnych (udział *abrasion features* (ang.) i poszczególnych mikrostruktur, tab. 1), przy mało intensywnym urzeźbieniu przełamów muszlowych, ukazuje przewagę procesów abrazyj nad kruszeniem podczas ostatniego cyklu glacialnego. W konfrontacji z wynikami analizy mikrostrukturalnej płytek cienkich z glin lodowcowych, stwierdzającej znaczny udział struktur rotacyjnych (ang. *galaxy, plasters*) wokół ziarn analizowanej frakcji, wniosek pochodzący z analizy w SEM w pełni znajduje potwierdzenie. Właśnie proces rotacji jest wiązany przez Hart (2006) oraz Rose i Hart (2008) z abrazyją powierzchni ziarn prowadzącą do zwiększenia stopnia ich obtoczenia. Także inicjalny etap powstawania

otoczki typu *plaster* (ang.) obejmuje abrazję mniejszych ziarn przez rotujące większe ziarno, które wówczas samo również może wykazywać ślady obróbki (Hart 2006), podczas gdy w późniejszych etapach dochodzi do konserwacji jego mikroreliefu (Goździk, Mycielska-Dowgiało 1982, 1988, fot. 2a-c). Podobne wyniki do zaobserwowanych uzyskali Iverson i in. (1996), którzy eksperymentalnie dowiedli, że w osadzie, w którym większe ziarna oddzielone są od siebie frakcją drobniejszą, naprężenie ścinające generowane przez poruszający się lądolód prowadzi częściej do wzajemnego ich ślizgania, w konsekwencji do abrazji, a nie pęknięcia. Dane z SEM (znikomy retusz glacialny, przetrwanie powierzchni *preweathered* (ang.) – konserwujące warunki trans-

portu ziarn analizowanej frakcji, dominacja procesów abrazji nad kruszeniem) wskazują pośrednio na plastyczne warunki deformacji w warunkach wysokiego ciśnienia wody porowej (Tulaczyk i in. 1998), przy niewielkiej miąższości lodowca (Mahaney 1995, Mahaney i in. 1996), co jest zgodne z rekonstrukcją lobu Wielkopolsko-Kujawskiego, zaproponowaną przez Kasprzaka (2003).

W każdej z przebadanych płytek cienkich z gliny lodowcowej ze stanowiska Lusowo I (tab. 2) zaobserwowano obecność mikrostruktur związanych zarówno z odkształceniami plastycznymi (ang. *ductile*), jak i kruchymi (ang. *brittle*). Według Menziesa (1998), Menziesa i in. (2006), van der Meera (1987, 1993, 1997) oraz van der Meer'a i in. (2003) obecność tego



**Ryc. 3.** Konceptyjne modele wykształcenia subglacialnej warstwy deformacyjnej: a) model warstwy deformacyjnej według Alleya (1991) z zależnościami występowania typów mikrostruktur w glinach lodowcowych wskaźnikowych dla warunków deformacyjnych, za: van der Meerem (1993), zmienione; b) zróżnicowanie wykształcenia subglacialnej warstwy deformacyjnej (styl, intensywność, zasięg deformacji) w zależności od dostępności wody subglacialnej w stopie lądolodu oraz zawartości frakcji ilastej w osadzie, za: van der Meerem i in. (2003), zmienione

**Fig. 3.** Subglacial deforming bed development conceptual frameworks: a) subglacial deforming bed model after Alley (1991) and most likely depth range of micromorphological deformation features after van der Meer (1993), modified; b) changes in development of subglacial deforming bed (style, intensity, depth of deformation) with varying water and clay content after van der Meer et al. (2003), modified

typu mikrostruktur w obrębie gliny lodowcowej stanowi zapis zachodzących w niej deformacji subglacialnych. Ich zmienność w profilu (ilość, układ, stopień zachowania, następstwo w obrębie mikroszlifów) pozwala na rekonstrukcję zmienności warunków subglacialnych.

Odnosząc wyniki analizy mikrostrukturalnej do schematu van der Meera (1993), określającego względną głębokość i zasięg występowania poszczególnych mikrostruktur w modelowym profilu gliny lodowcowej podlegającej deformacji subglacialnej (ryc. 3a), można doszukać się znacznej zgodności. Znajdująca się najwyżej w analizowanym profilu próbka L\_I\_3 przedstawia zapis głównie plastycznych warunków deformacji (tab. 2). Poza charakterystyką ilościową ważny jest niezaburzony system porów układ struktur rotacyjnych i znaczne zagęszczenie osadu w obrębie agregatów z wykształconym *lattisepic plasmic fabric* (ang.) (fot. 2g). Sporadyczne występowanie struktur związanych z deformacją kruchą umiejscawia próbkę w centralnej części modelowego profilu van der Meera (1993). W obrębie gliny z poziomu L\_I\_4 dominujące są struktury kruszenia, występujące zarówno w obrębie domen piaszczystych, jak i na granicach agregatów, których układ wraz z systemem porów tworzy *marble bed* (ang.) i odpowiada kruchym warunkom deformacji. Lineacje nie tworzą ciągłego układu, są pofragmentowane i chaotycznie rozmieszczone. Zaobserwowano także mikrouskoki – kolejne świadectwo kruchego stylu deformacji (fot. 2d), struktury rotacyjne typu *galaxy* są natomiast nieliczne. Taka mikrostruktura gliny wskazuje na przewagę kruchych warunków deformacji w postaci przemieszczeń wzdłuż rozwiniętych powierzchni ścięć, które nie zniszczyły wewnętrznej struktury agregatów (Hiemstra, van der Meer, 1997, van der Meer i in. 2003). Tego typu warunki można odnieść do dolnej części modelowego profilu, gdzie dominują mikrodeformacje nieciągłe (ryc. 3a).

Obie próbki reprezentują dolną/niższą (w przypadku próbki L\_I\_4 – spągową) część hipotetycznej warstwy deformacyjnej. Jednak przytoczony model został stworzony dla glin ilastych – odniesiony do wyników Alleya (1991), oparty na obserwacjach głównie glin tego typu (van der Meer 1987, 1993). Gliny bardziej gruboziarniste, przy podobnych naprężeniach ścinających, powinny reagować w sposób bardziej kruchy niż podatne gliny ilaste (Benn, Evans 1998). Stąd w analizowanym przypadku, przy dominacji frakcji drobnopiaszczystych i pyłowych, współwystępowanie w obrębie próbki L\_I\_3 nie zaburzających się wzajemnie mikrostruktur deformacji kruchej i plastycznej może być wytłumaczone różnicami teksturalnymi gliny (Hart 2006). Innym uzasadnieniem jest stwierdzane w wyniku deformacji w stylu plastycznym zagęszczanie struktury osadu (Kilfeather, van der Meer 2008), doprowadzające w

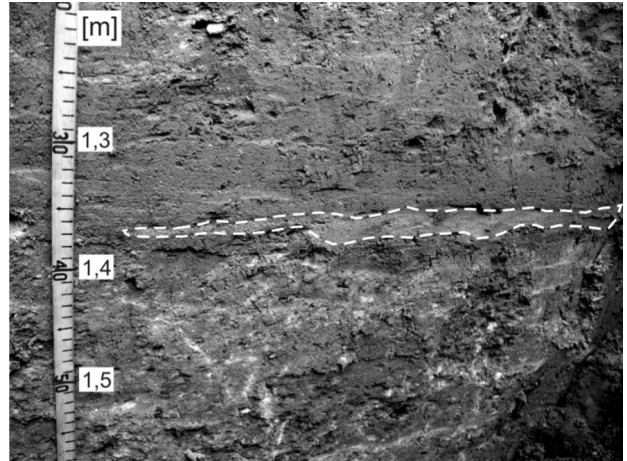
konsekwencji do zaniku ruchu rotacyjnego i rozwoju powierzchni zniszczenia. W opisywanym przypadku zagęszczony w wyniku rotacji osad odznacza się małą odpornością na ścinanie, przez co rozwój powierzchni ścięć zamiast rotacji od momentu osiągnięcia stanu zagęszczenia jest dość prawdopodobny. Potwierdzają to obserwacje wzajemnego rozmieszczenia mikrostruktur: struktury rotacyjne są zazwyczaj niewielkich rozmiarów, układają się w ciągi, których kąt wspinania jest zgodny z ukierunkowaniem lineacji, nie obejmują wnętrza agregatów, a najdłuższe lineacje występują na obszarach pozbawionych rotacji (już znacznie zagęszczonych). Obserwowane zagęszczenie osadu pośrednio świadczy także o długim panowaniu warunków deformacyjnych pod poruszającym się lądolodem.

Pobrana tuż poniżej warstwy gliny złupkowaconej z soczewkami piaszczystymi – DmM(m<sub>1</sub>)<sub>3</sub>/Sm, w obrębie gliny masywnej [DmM(m<sub>1</sub>)<sub>3</sub>], próbka L\_I\_5 (ryc. 2a) odznacza się strukturą zatartą przez system porów. Zachowały się w niej mikrostruktury świadczące o deformacji w warunkach kruchych (ang. *grain fracturing*, uskoki odwrócone i lineacje). System porów zajmuje blisko 16% powierzchni analizowanej płytki cienkiej, co jest najwyższą obserwowaną wartością (tab. 2). Biorąc pod uwagę względną jednorodność składu granulometrycznego analizowanych glin (ryc. 2a) oraz podobny udział większych ziarn w obrębie badanych szlifów, należałoby spodziewać się mniejszych różnic w porowatości wyznaczonej na podstawie analizy płytek cienkich. Próbkę pobrane w wyższej partii profilu (L\_I\_3, L\_I\_4) charakteryzuje udział porów w powierzchni analizowanego obszaru płytki cienkiej na poziomie 11%, co jeśli porównać to dodatkowo z układem porów (tab. 2), świadczy o większym zagęszczeniu osadu i może być odzwierciedleniem procesu deformacji osadu (Kilfeather, van der Meer 2008). W przypadku próbki L\_I\_5, uwzględniając miejsce jej poboru oraz dominację struktur związanych z odkształceniami kruchymi, można interpretować jej mikrostrukturę jako odzwierciedlenie strefy kontaktu aktywnej warstwy deformacyjnej z podłożem – nieaktywną gliną lodowcową. Ścinający inne mikrostruktury układ porów, różnicujący glinę na niewielkie agregaty, może być efektem jej spękania i dylatacji (fot. 2h), związanych z naprężeniami poprzedzającymi ostatni „deformacyjny” epizod w analizowanym profilu. Rozwój nadległej warstwy deformacyjnej i przejmowanie przez nią naprężeń pochodzących od przemieszczającego się lodu ma, zdaniem Boulton'a i in. (2001), właściwości konserwujące strukturę podległych warstw osadu.

W analizowanym profilu można doszukać się pewnej cykliczności. Najgłębsza jego część reprezentowana przez próbkę L\_I\_6, wykazuje pod względem mikrostruktury podobieństwo do próbki L\_I\_3, reprezentującej plastyczne warunki odkształceń:

znaczny udział struktur rotacyjnych typu *till pellets* i *plasters* (ang.) (fot. 2c), obecności złożonych mikrostruktur *galaxy* (ang.), uporządkowany układ lineacji – najprawdopodobniej świadectwo zasklepionego systemu porów *fissile partlings* (ang.) (tab. 2). W tej sytuacji, przeanalizowany najniżej w profilu osad (próbka L\_I\_6), może stanowić górną część starszego cyklu deformacyjnego, przyjmując sekwencyjność procesu deformacji subglacjalnej (m.in. Boulton i in. 2001, Larsen i in. 2004, van der Meer i in. 2003). Trudna do oszacowania (bez danych o mikrostrukturze osadu) pozostaje jednak dolna granica wcześniejszego cyklu. O sekwencyjnej akrecji i deformacji gliny lodowcowej w stanowisku Lusowo I może dodatkowo świadczyć większe podobieństwo pod względem składu granulometrycznego w obrębie próbek (L\_I\_6+L\_I\_5↔L\_I\_4+L\_I\_3) niż pomiędzy nimi (ryc. 2a). Wskazywałoby to na stosunkowo mało miększą warstwę deformacyjną, której cykliczny rozwój następowałby przy ciągłej akrecji gliny bazalnej i zmiennych warunkach subglacjalnych. Podobne spostrzeżenia poczynili na podstawie analiz strukturalnych i elementów kierunkowych (ang. *till fabric*) Larsen i in. (2004) odnośnie do glin z rejonu N wybrzeży Danii.

Model van der Meera i in. (2003) zakłada zmienność warunków deformacji w zależności od dwóch podstawowych czynników – zawartości frakcji ilowej i ciśnienia wody porowej. W przypadku analizowanego profilu zawartość frakcji ilowej zmienia się w niewielkim stopniu (11,4–13,4%) może być zaklasyfikowana jako niska bądź średnia i stanowić punkt wyjściowy do rozważań nad rolą drugiego czynnika, jakim jest ciśnienie wody porowej (ryc. 3b). Przy niewielkiej zawartości frakcji ilowej warstwa, w której stwierdzono plastyczny styl deformacji, może się wytworzyć jedynie w przypadku podwyższonego ciśnienia wody porowej i znacznej jej ilości (ryc. 3b). W analizowanej glinie lodowcowej powstanie szeregu struktur związanych z deformacją kruchą musiało nastąpić w wyniku spadku ciśnienia/iłości wody porowej. Sytuacja taka mogła zaistnieć na skutek wytworzenia się efektywnego systemu drenażu w postaci *fissile partlings* (ang.) w efekcie zagęszczenia osadu (Kilfeather, van der Meer 2008, fot. 2e). Jedynie w dolnej części opisywanej sekwencji (L\_I\_4) wskutek dłużej utrzymujących się kruchych warunków deformacji pierwotne uszczelnienie przekształciło się w *marble bed* (ang.) (fot. 2f). Konserwacja wewnętrznej struktury agregatów oraz układu porów w górnej części profilu świadczy o tym, że opisywany spadek ciśnienia wody porowej (oraz jej ilości) zachodził bardzo szybko/gwałtownie i stanowił ostatni etap deformacji, prowadząc do jej prawie całkowitego zaniku. Tak szybkie ucieczki wód subglacjalnych wymagają efektywnego systemu drenażu. Brak jednak struktur ucieczki wody porowej, rejestrowanych zarówno w odsłonięciach, jak i w mikroskali. W analizo-



**Fot. 3.** Silnie wydłużona soczewka piaszczysta rozwleczona pomiędzy pakietami gliny (stanowisko Lusowo III). Głębokość w profilu na zdjęciu, granica soczewki – linia przerywana

**Phot. 3.** Highly attenuated sand lens stretched-out between two till units (Lusowo III site). Depth in profile is shown on the photo, the lens borders – dashed line

wym przypadku potwierdzono sugestie van der Meera i in. (2003) oraz Kilfeathera i van der Meera (2008) o kluczowej roli systemu porów (tu: ang. *fissile partlings*) w kontrolowaniu warunków deformacji poprzez organizację drenażu subglacjalnego. O częściowo skanalizowanym odpływie wód subglacjalnych świadczy obecność we wszystkich odsłonięciach soczewek piaszczystych (ryc. 2). W większości przypadków odznaczały się one zdeformowanym kształtem. Sytuacja udokumentowana w stanowisku Lusowo III (obecność w obrębie gliny horyzontalnie rozciągniętej soczewki piaszczystej, fot. 3), jak też obserwacje w mikroskali (domeny piaszczyste w glinie L\_I\_4) mogą wskazywać kruchy styl deformacji poprzez ścinanie i budinaż, także tuż po odwodnieniu osadu.

Wnioski, jakie można wysnuć odnośnie do dynamiki depozycji badanych glin lodowcowych odnoszą się głównie do zmiennych wartości ilości i ciśnienia wody porowej, które modelowały zakres i styl deformacji osadu. W każdej analizowanej płytce cienkiej istnieją (w różnym stopniu zachowane) ślady deformacji w stylu plastycznym, która, przy niskiej zawartości frakcji drobniejszych, musiała kształtować się przy znacznym udziale wód subglacjalnych i wysokim ciśnieniu wody porowej (Boulton, Hindmarsh 1987, Boulton i in. 2001, Hindmarsh 1997, Menzies 1998, van der Meer i in. 2003). Źródła wody subglacjalnej można doszukiwać się we wzmószonym topnieniu bazalnym na skutek tarcia stopy lodu o podłoże. Przejście deformowanego osadu wodą, przy wysokim ciśnieniu wody porowej, mogłoby także sprzyjać odspojeniu stopy lądolodu od podłoża (ang. *basal decoupling*) i w konsekwencji prowadzić do ślizgu bazalnego (ang. *basal sliding*; Benn, Evans 1998). Jednakże w analizowanych odsłonięciach nie znaleziono piaszczystych wkładek pomiędzy pakietami

gliny (Jørgensen, Piotrowski 2003, Piotrowski i in. 2006), świadczących o tym sposobie poruszania się lodu. Choć, jak sugerują Piotrowski i Tulaczyk (1999), tego typu zapis sedimentologiczny może zostać zniszczony w wyniku deformacji następującej w momencie stabilizacji ruchu lodu (wygaśnięcia ślizgu bazalnego na skutek chwilowego spadku ciśnienia wody porowej). Drugą możliwością mogło być wytworzenie się na tyle wydajnego systemu drenażu subglacialnego, który odprowadzał nadmiar wody powstałej w wyniku topnienia lodu przez tarcie stopy lądolodu o podłoże, stymulując stałą jej produkcję. Jednocześnie utrzymywał on wysokie ciśnienie wody porowej w obrębie warstwy osadu, umożliwiając jego deformację. Za taki system drenażu uważa się stwierdzony w makro- i mikroskali *fissile partings* (ang.), którego obecność wiązana jest z deformacyjnymi warunkami subglacialnymi (Ruszczyńska-Szenajch 1998, van der Meer i in. 2003, Kilfeather, van der Meer 2008). Rozwój warstwy deformacyjnej umożliwiał jeszcze szybsze poruszanie się lodu w wyniku ciągłej deformacji gliny (ang. *pervasive till shearing*). Taki mechanizm ruchu w kontekście uzyskanych wyników wydaje się głównym sposobem poruszania się lodu w analizowanym przypadku.

## Podsumowanie

Wykonane dla badanych glin lodowcowych analizy teksturalne dostarczyły cennych informacji o prawdopodobnym pochodzeniu materiału źródłowego. Ujawniły także wyjątkową jednorodność analizowanego materiału zarówno pod względem składu mechanicznego, jak i obtoczenia i zmatowienia czy mikroreliefu ziarn kwarcowych frakcji 1,0–0,8 mm. Stwierdzona w tym przypadku jednorodność teksturalna wydaje się wskaźnikowa dla glin lodowcowych z okresu zlodowacenia wisły w regionie. Wyniki analiz teksturalnych w znikomym stopniu pozwoliły na wnioskowanie o dynamice lodu. Jedynie analiza w SEM, poparta obserwacjami mikrostrukturalnymi glin lodowcowych, wniosła pewne przesłanki co do mechanizmów, intensywności i warunków subglacialnych panujących podczas transportu i depozycji osadu.

W przypadku makroskopowo homogenicznego osadu – gliny lodowcowej o strukturze masywnej – dopiero analiza mikrostrukturalna płytek cienkich ujawniła zróżnicowanie w jego obrębie oraz związki pomiędzy analizowaną frakcją ziarn kwarcowych (1,0–0,8 mm) a otoczeniem. Jako jedyna z przeprowadzonych analiz pozwoliła na kompleksową rekonstrukcję warunków depozycji i deformacji analizowanej gliny lodowcowej. Jej zastosowanie umożliwiło rozpoznanie niewidocznych makroskopowo cech strukturalnych osadu, które na równi z widocznymi w skali odsłonięcia strukturami są diagnostyczne dla określonych warunków subglacialnych, a niejedno-

krotnie w sposób dokładniejszy oddają złożoność procesów deformacji subglacialnej (van der Meer 1987, 1993).

Wykorzystanie wielokierunkowej/wieloaspektowej analizy sedimentologicznej glin lodowcowych pozwoliło na uzyskanie pełnego zakresu danych, na podstawie których można wnioskować o genezie osadu, pochodzeniu materiału źródłowego, intensywności procesów kruszenia w środowisku glacialnym, warunkach i stylu deformacji. W przypadku rezygnacji z jednej z zastosowanych metod badawczych uzyskany obraz byłby niepełny, a wnioskowanie uboższe o istotne kwestie interpretacyjne.

## Podziękowania

Prace nad niniejszym artykułem były częściowo współfinansowane przez Unię Europejską ze środków Europejskiego Funduszu Społecznego w ramach umowy UDA-POKL.04.01.01-00-072/09-00.

## Literatura

- Alley R.B., 1991. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets. *J. Glaciol.* 37: 67–76.
- Bartkowski, 1962. Próba kartograficznego ujęcia geomorfologii okolic Buka, Szamotuł i Skoków. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN* 3/3: 240–292
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1998. *Glaciers & Glaciation*. Arnold, Londyn.
- Benn D.I., Evans D.J.A. 2004. *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London.
- Boulton G.S., Dobbie K.E., Zatsepin S., 2001. Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International* 86: 3–28.
- Boulton G.S., Hindmarsh R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers: reology and geological consequences. *J. Geophys. Res.* 92/B9: 9059–9082.
- Cailleux A., 1942. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mm. Soc. Géol. de France* 41: 1–176.
- Carr S.J., 2004 Micro-scale features and structures. W: D.I. Benn, D.J.A. Evans (red.), *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London.
- Chmal R., 1997. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000. Arkusz 471 Poznań*. PIG, Warszawa.
- Gogołek W., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000. Arkusz 470 Buk*. PIG, Warszawa.
- Gogołek W., 1994. Quaternary geology of the north-eastern part of the Poznań-Lake District between

- Poznań and Szamotuły, western Poland. *Folia Quatern.* 65: 259–284.
- Goździk J., 1980. Zastosowanie morfometrii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchtów. *Stud. Regionalne IV/IX*, PWN Warszawa–Łódź: 101–114.
- Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1982. Badanie wpływu niektórych procesów geologicznych na przekształcenie powierzchni ziarn kwarcowych. *Przegl. Geog.* 54/3: 219–243.
- Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1988. Cechy rzeźby powierzchni wybranych typów ziarn kwarcu z glin morenowych w środkowej Polsce. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym*. Wyd. UW, Warszawa: 65–71.
- Górska M., 1995. Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin vistulianu jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 46: 29–62.
- Górska M., 2000. Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN* 28.
- Hart J.K., 2006. An investigation of subglacial processes at the microscale from Briksdalsbreen, Norway. *Sedimentology* 53/1: 125–146.
- Hart J.K., 2007. An investigation of subglacial shear zone processes from Weybourne, Norfolk, UK. *Quatern. Sci. Rev.* 26: 2354–2374.
- Hart J.K., Rose J., 2001. Approaches to the study of glacier bed deformation. *Quatern. Int.* 86, 1: 45–58.
- Helland P.E., Holmes M.A., 1997. Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP Site 918 off the southeast coast of Greenland suggests glaciation of southern Greenland at 11 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 135: 109–121.
- Hiemstra J.F., van der Meer J.J.M., 1997. Pore-water controlled grain fracturing as an indicator for subglacial shearing in tills. *J. Glaciol.* 43: 446–454.
- Hindmarsh R.C.A., 1997. Deforming beds: viscous and plastic scales of deformation. *Quatern. Sci. Rev.* 16: 1039–1056.
- Hoch M., Woronko B., 2007. Mikromorfologia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej podlegających wietrzeniu mrozowemu – wstępne wyniki badań. W: E. Smolska, D. Giritat (red.), *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady*. Warszawa, 217–231.
- Hubbard B., Glasser N., 2005. *Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. J. Wiley & Sons Ltd. London.
- Iverson N.R., Hooyer T.S., Hooke R., Le B., 1996. A laboratory study of sediment deformation: stress heterogeneity and grain-size evolution. *Ann. Glaciol.* 22: 167–175.
- Jørgensen F., Piotrowski J.A., 2003. Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas* 32/1: 242–255.
- Kasprzak L., 2003. *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*. Wyd. Nauk.UAM, Poznań.
- 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.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C., 1973. *Atlas of Sand Grain Surface Textures*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Krinsley D.H., Takahashi T., 1962. The surface textures of sand grains: an application of electron microscopy. *Science* 135: 923–925.
- Krüger J., Kjær K.H., 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. *Boreas* 28: 386–402.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka ? 10 ka). *Dokumentacja Geog. IGiPZ PAN* 1. Continuo, Wrocław.
- Kucharewicz J., 1975. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, wyd. A. Ark. 45 Leszno*. Wyd. A. Wyd. Geol., Warszawa.
- Larsen K.L., Piotrowski J.A., Christoffersen P., Menzies J., 2006. Formation and deformation of basal till a glacier surge; Elisebreen, Svalbard. *Geomorphology* 81: 217–234.
- Larsen N.K., Piotrowski J.A., Kronborg C., 2004. A multiproxy study of a basal till: a time-transgressive accretion and deformation hypothesis. *J. Quaternary Sci.* 19: 9–21.
- Lian O., Hicock S.R., Dreimanis A., 2003. Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some sedimentological evidence from Wisconsinian subglacial till and its substrate. *Boreas* 32: 102–113.
- Mahaney W.C., 2002. *Atlas of sand grain surface textures and applications*. Oxford Univ. Press, Oxford.
- Mahaney W.C., 1995. Pleistocene and Holocene glacier thicknesses and/or transport histories inferred from microtextures on quartz particles. *Boreas* 24: 293–304.
- Mahaney W.C., Claridge C., Campbell I., 1996. Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121: 89–103.
- Mahaney W.C., Kalm V., 1995. Scanning electron microscopy of Pleistocene tills in Estonia. *Boreas* 24: 13–29.

- Mahaney W.C., Kalm V., 2000. Comparative SEM study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas* 29: 35–51.
- Mahaney W.C., Sjöberg R., 1993. Scanning electron microscopy of quartz grains from two granite caves and a gorge system in Bohuslän, Southwestern Sweden. *Z. Geomorf. N. F.* 37/3: 337–348.
- Mahaney W.C., Stewart A., Kalm V., 2001. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas* 30: 165–171.
- Menzies J., 1998. Microstructures within subglacial diamictos. W: A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Wyd. Nauk. UAM Seria Geografia, 58: 153–167.
- Menzies J., van der Meer J.J.M., Rose J., 2006. Till – as a glacial “tectomict”, its internal architecture, and the development of a “typing” method for till differentiation. *Geomorphology* 75/1–2: 172–200.
- Michalska E., Winnicka G., 2004. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz 505 Grodzisk Wielkopolski*. PiG, Warszawa.
- Morawska M., Morawski M., 2009. *Formy po strumieniach lodowych w Polsce północno-zachodniej i ich identyfikacja*. Praca magisterska. WGiSR, Warszawa.
- Morawska M., Morawski M., 2009. Formy po strumieniach lodowych w Polsce zachodniej i północno-Zachodniej – identyfikacja w rzeźbie. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia, stratygrafia utworów czwartorzędowych*. SGP, UAM, t. V.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2007. Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. WSWPR, Warszawa: 95–180.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998. Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Przeł. Geol.* 46: 1275–1281.
- 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* 53/1: 83–106.
- Piotrowski J.A., Tulaczyk S., 1999. Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice bed separation and enhanced basal sliding. *Quatern. Sci. Rev.* 18: 737–751.
- Przybylski B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286–296.
- Rose K.C., Hart J.K., 2008 Subglacial comminution in the deforming bed: Inferences from SEM analysis. *Sed. Geol.*, 203: 87–97.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR, Warszawa: 13–40.
- Sharp M., Gomez B., 1986. Process of debris comminution in the glacial environment and implications for quartz sand-grain micromorphology. *Sed. Geol.* 46: 33–47.
- Szałajdewicz J., 2004. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz 541 Rakoniewice*. PiG, Warszawa.
- Tulaczyk S.M., Kamb B., Scherer R.P., Engelhardt H.F., 1998. Sedimentary processes at the base of a west Antarctic ice stream: constraints from textural and compositional properties of subglacial debris. *Jour. of Sedim. Research* 68/3: 487–496.
- van der Meer J.J.M., 1987. Micromorphology of glacial sediments as a tool in distinguishing genetic varieties of till. *Geol. Surv. of Finland Special Paper* 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., 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., Rose J., 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quatern. Sci. Rev.*, 22: 1659–1685.
- Whalley W.B., Krinsley D.H., 1974. Scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. *Sedimentology* 21: 87–105.
- Woronko B., 2001. Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. Pracownia Sedymentologiczna, WGiSR UW.