

## Autoreferat

1. Imię i nazwisko: Piotr Hermanowski
2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe lub artystyczne – z podaniem podmiotu nadającego stopień, roku ich uzyskania oraz rozprawy doktorskiej.
  - 2008 – Doktor Nauk o Ziemi w zakresie geografii, stopień nadany uchwałą Rady Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego z dnia 1 lipca 2008 r. Tytuł rozprawy doktorskiej: *Paleoglacjologia lobu Odry w czasie zlodowacenia wisły, Polska północnozachodnia i północnowschodnie Niemcy*”.
  - 2002 – magister geologii, specjalność: hydrogeologia, Wydział Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego.
3. Informacja o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych lub artystycznych.
  - Od 10. 2010 – adiunkt w Instytucie Geologii Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
4. Omówienie osiągnięć, o których mowa w art. 219 ust. 1 pkt. 2 Ustawy.
  - *Tytuł osiągnięcia naukowego*

### **Procesy subglacjalne i geneza drumlinów na obszarze stargardzkiego pola drumlinowego**

- *Cykl powiązanych tematycznie artykułów naukowych stanowiących osiągnięcie naukowe*

Na osiągnięcie naukowe składa się cykl czterech powiązanych tematycznie artykułów naukowych (A1-A4), które zostały opublikowane w czasopismach znajdujących się w wykazie czasopism naukowych sporządzonym przez MNiSW zgodnie z art. 267. ust. 2 pkt. 2 lit.b.:

**(A1) Hermanowski P.** 2015. Substratum morphology and significance during the Weichselian Odra ice lobe advance in northeast Germany and northwest Poland. *Geologos*, 21: 241-248. doi:10.1515/logos-2015-0016

Punktacja MNiSW (2019 r.) – 40 pkt.; (2015 r.) – 14 pkt.

SJR<sub>2018</sub> – 0.31

**(A2) Hermanowski P.,** Piotrowski J.A. 2019. Groundwater flow under a paleo-ice stream of the Scandinavian Ice Sheet and its implications for the formation of Stargard drumlin field, NW Poland. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 124: 1720-1741.

doi.org/10.1029/2018JF004939

Punktacja MNiSW (2019 r.) – 140 pkt.

IF<sub>2019</sub> – 4.25

**(A3) Hermanowski P.,** Piotrowski J.A., Szuman I. 2019. An erosional origin for drumlins of NW Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44: 2030-2050. doi:10.1002/esp.4630

Punktacja MNiSW (2019 r.) – 100 pkt.

IF<sub>2019</sub> – 3.694

**(A4) Hermanowski P.,** Piotrowski J.A., Duda P. 2020. Till kinematics in the Stargard drumlin field, NW Poland constrained by microstructural proxies. *Journal of Quaternary Science*. doi:10.1002/jqs.3233

Punktacja MNiSW (2019 r.) – 100 pkt.

IF<sub>2019</sub> – 2.377

- *Omówienie osiągnięcia naukowego*

## **Wstęp**

Procesy subglacjalne w dużym stopniu determinują dynamikę lodowców (Clarke, 2005), co ma szczególne znaczenie na obszarach występowania strumieni lodowych, które drenują duże ilości lodu i przyczyniają się do znaczącej redystrybucji osadów (Bennett, 2003; Stokes & Clark, 2001). Funkcjonowanie strumieni lodowych, zarówno współczesnych jak i tych, które występowały w okresie paleo-ziłowaceń, jest w znacznym stopniu związane z warunkami panującymi w podłożu lądolodu, a w szczególności z: topografią (Kessler i in., 2008; Ross i in., 2009; Rignot i in., 2011; Margold i in., 2015; Fransner i in., 2017; Rychel

& Morawski, 2017), geologią (Anandkrishnan i in., 1998; Studinger i in., 2001; Rattas & Piotrowski, 2003; Peters i in., 2006), hydrologią (Bell i in., 2007; Vaughan i in., 2008; Winsborrow i in., 2010; Christoffersen i in., 2014, 2018; Greenwood i in., 2016; Lelandais i in., 2018) i termiką (Bougamont i in., 2003; Christoffersen & Tulaczyk, 2003a, b; Szuman i in., 2013). Duże znaczenie w kontekście dynamiki lodowców przypisywane jest również warunkom hydrogeologicznym, (Boulton i in., 1995; Piotrowski, 2006; Lemieux i in., 2008; McIntosh i in., 2012; Mikucki i in., 2015; Gooch i in., 2016; Siegert i in., 2017), zwłaszcza na obszarach, gdzie podłoże łądolodu stanowią osady słabo-przepuszczalne (np. Piotrowski, 1997a; Piotrowski i in., 2009; Hermanowski & Piotrowski, 2009). Wzajemne relacje pomiędzy wymienionymi elementami systemu subglacjalnego wpływają na procesy sedymentacji, erozji i redystrybucji osadów (Tulaczyk i in., 2000; Damsgaard i in., 2015, 2016; Evans, 2018), których konsekwencją są m.in. subglacjalne formy rzeźby terenu, najliczniej reprezentowane przez drumliny (Menzies i in., 2018).

Drumliny i inne formy drumlinoidalne jak np. wielkoskalowe lineacje glacialne i *flutings*, są jednymi z najczęściej występujących form powstałych w środowisku subglacjalnym. Obszary występowania tych form są związane w występowaniem: paleo-strumieni lodowych (Clark, 1993; Hart, 1999; Stokes & Clark, 2002; Jennings, 2006; Hess & Briner, 2009), współczesnych strumieni lodowych (Domack i in., 2006; King i in., 2009; Smith & Murray, 2009; Spagnolo i in., 2014) oraz lodowców doświadczających zjawiska szarży (Johnson i in., 2010; Benediktsson i in., 2016; Lamsters i in., 2016). Niestety bardzo ograniczona dostępność współczesnego środowiska subglacjalnego sprawia, że badania procesów subglacjalnych, które m.in. odpowiadają za powstawanie drumlinów, jak i samych drumlinów, prowadzone są z wykorzystaniem metod geofizycznych lub przez otwory badawcze, w obu przypadkach dostarczając ograniczonych danych i zwykle dla małego obszaru. Alternatywą stają się więc badania drumlinów powstałych w minionych epokach geologicznych.

Pomimo tego, że jak podaje Stokes i in. (2013a), istnieje ponad 1300 publikacji poświęconych drumlinom, ich geneza jest nadal przedmiotem dyskusji, której zasadnicza część odnosi się do procesów zachodzących na kontakcie lodowiec-podłoże (Smalley & Unwin, 1968; Kleman & Borgström, 1996; Fowler, 2000; Rattas & Piotrowski, 2003; Phillips i in., 2010; Stokes i in., 2013a; Eyles & Doughty, 2016). Badania morfometrii drumlinów są wykorzystywane do oceny przestrzennej i czasowej zmienności dynamiki lodowca (Colgan & Mickelson, 1997; Knight, 2006; Spagnolo i in., 2012), natomiast badania budowy wewnętrznej drumlinów dostarczają informacji nt. procesów zachodzących podczas ich

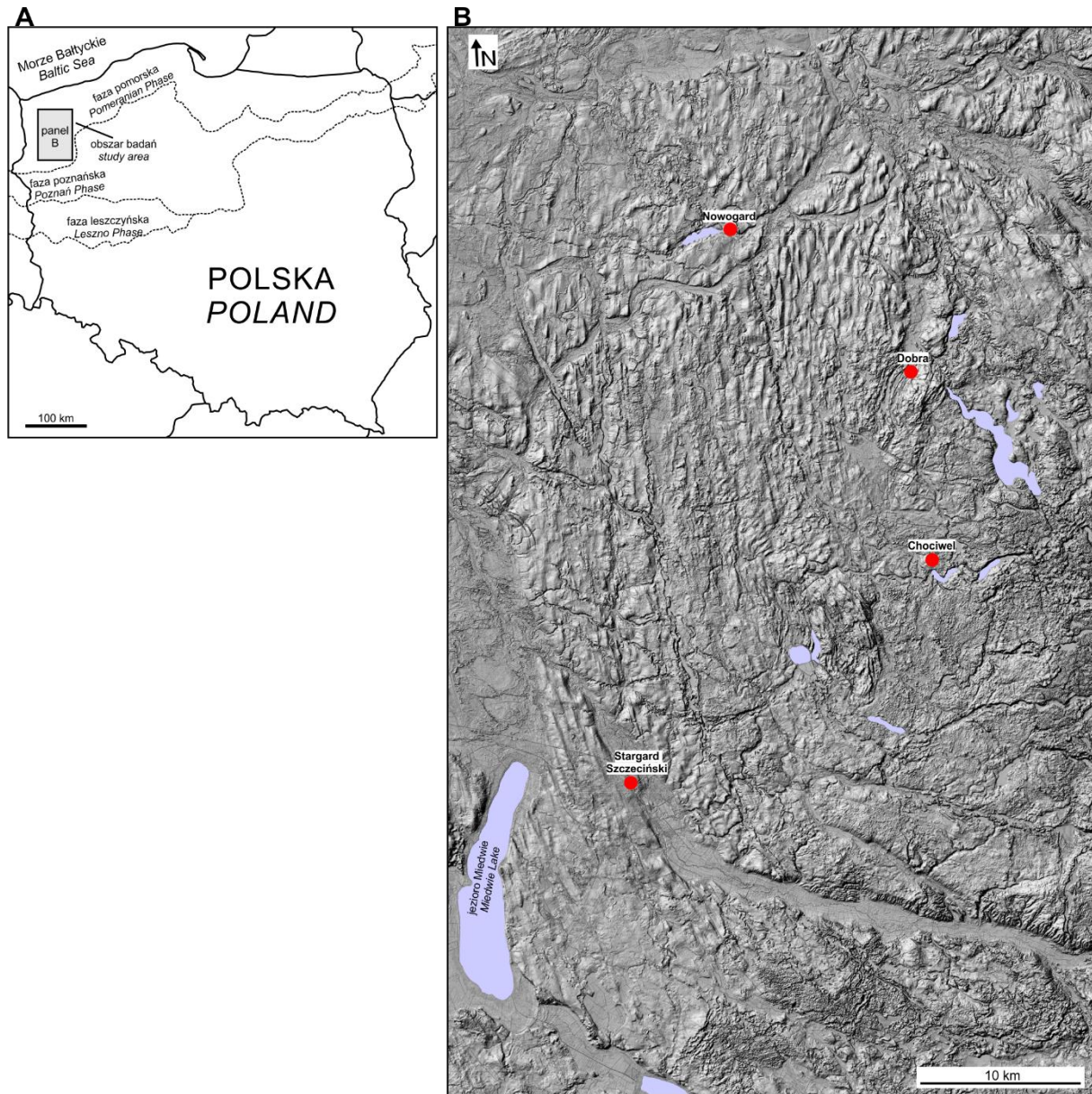
formowania (np. Menzies, 1979; McCracken i in., 2016; Iverson i in., 2017). Liczne opracowania wskazują deformację osadów jako główny proces powodujący kształtowanie drumlinów (Boulton, 1987; Hart, 1997; Hopkins i in., 2016; Spagnolo i in., 2016; Clark i in., 2018), inne dowodzą ich erozyjnej genezy (np. Shaw, 1994; Eyles i in., 2016). Sugeruje się również możliwość powstawania drumlinów w konsekwencji różnych procesów, tzn. różne procesy mogą prowadzić do powstania tej samej formy, odrzucając tym samym możliwość sformułowania zunifikowanej genezy tych form (Möller & Dowling, 2016, 2018). Wymienione teorie pochodzenia drumlinów dowodzą, że pomimo licznych opracowań dotychczas nie został osiągnięty konsensus w odniesieniu do ich genezy (Menzies i in., 2018).

### **Obszar badań**

Zasięg fazy pomorskiej (ok. 16-17 tys. lat temu; Marks, 2012; Rinterknecht i in., 2012; Stroeven i in., 2016) zlodowacenia wisły na terenie północnozachodniej Polski i jego nieco mniej czytelna kontynuacja na obszarze północnozachodnich Niemiec, tworzy wyraźnie wyodrębniającą się formę lobową (ryc. 1A). Zarys tej formy wyznaczony został już pod koniec XIX w. i nazwany został lobem Odry (Keilhack, 1897). Punkari (1997) wskazał obszar lobu Odry jako końcowy odcinek jednego z głównych strumieni lodowych funkcjonujących w okresie zlodowacenia wisły (strumień lodowy B<sup>2</sup>; patrz również: Stokes & Clark, 2001 i Woźniak & Czubła, 2015). Na tym obszarze zlokalizowane jest największe na Niżu Środkowoeuropejskim pole drumlinowe, określane jako stargardzkie pole drumlinowe (SPD; ryc. 1B).

SPD po raz pierwszy opisane zostało przez Keilhacka (1897), a następnie dopiero w latach 60. XX w. przez Karczewskiego (1965a, b). Większość opracowań naukowych, poświęconych temu obszarowi, bazowała wyłącznie na analizach morfologicznych (Woldstedt, 1931; Karczewski, 1976, 1987, 1995; Piotrowski i in., 2012). Keilhack (1897) napisał, że na terenie SPD zlokalizowanych jest około 3000 drumlinów, a jego powierzchnia wynosi około 4500 km<sup>2</sup>. Natomiast Karczewski (1976) wyznaczył nieco ponad 1000 drumlinów, a powierzchnię całego SPD wyznaczył na około 2000 km<sup>2</sup>. Późniejsze opracowania bazowały już na analizach numerycznego modelu terenu (DTED2), na podstawie których stwierdzono, że powierzchnia SPD jest zbliżona do 4500 km<sup>2</sup> jednak liczba drumlinów jedynie nieznacznie przekracza 400 (Piotrowski i in., 2012). Rozbieżności w opracowaniach dotyczyły również parametrów morfometrycznych form tj. długości i wysokości. Zwracano także uwagę na charakterystyczne dla paleo-strumieni lodowych ukształtowanie powierzchni terenu (Przybylski, 2008; Morawska & Morawski, 2009). Jedynie nieliczne prace, w bardzo

ograniczony sposób, odnosiły się do budowy geologicznej drumlinów (Karczewski, 1987; Rachlewicz 2001a, b).



Ryc. 1. Maksymalny zasięg lądolodu podczas faz: leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia wisły z zaznaczonym obszarem badań (A) oraz cieniowana mapa reliefu obszaru stargardzkiego pola drumlinowego (B)

## Cele badań

We wstępie zwrócono uwagę na znaczenie procesów subglacjalnych, które m.in. prowadzą do powstania drumlinów, oraz na brak konsensusu w zakresie genezy drumlinów. Motywacją dla podjęcia tematyki procesów subglacjalnych i genezy drumlinów była nie tylko chęć rozwikłania tych zagadnień w odniesieniu do SPD, ale również włączenie się do ogólnoświatowej dyskusji dotyczącej tematyki, co do której od dziesięcioleci nie udało się

wypracować akceptowanego przez większość naukowców stanowiska. Celem nadrzędnym całego cyklu publikacji było kompleksowe rozpoznanie warunków subglacjalnych, jakie umożliwiły funkcjonowanie strumienia lodowego w tej części lądolodu wisły i które doprowadziły do powstania największego na Niżu Środkowoeuropejskim pola drumlinowego. Cele szczegółowe osiągnięcia naukowego były realizowane jako cele główne poszczególnych artykułów, a składały się na nie:

- rekonstrukcja morfologii podłoża lobu Odry oraz wskazanie preferencyjnych, pod względem morfologicznym, obszarów dla funkcjonowania strumienia lodowego (cel realizowany w artykule A1);
- odwzorowanie dynamiki wód podziemnych pod stopą lądolodu i ocena jej wpływu na powstanie SPD (cel realizowany w artykule A2);
- analiza przestrzennej charakterystyki parametrów morfometrycznych drumlinów (cel realizowany w artykule A3);
- ocena wpływu morfologii podłoża lądolodu na zróżnicowanie przestrzenne SPD i parametry morfometryczne drumlinów (cel realizowany w artykule A1 i A3);
- określenie genezy drumlinów na terenie SPD (cel realizowany w artykule A2, A3 i A4);
- ocena dynamiki procesów subglacjalnych na podstawie badań mikromorfologicznych glin budujących drumliny na terenie SPD (cel realizowany w artykule A4).

## **Metodyka**

Z uwagi na szeroki zakres prowadzonych prac zastosowano szereg różnorodnych metod badawczych, które w skali osiągnięcia naukowego jako całości nadają mu interdyscyplinarny charakter. Wśród wykorzystanych metod można wyróżnić metody typowe dla badań: sedymentologicznych, geomorfologicznych i hydrogeologicznych, w tym również takie, które dopiero od niedawna znajdują zastosowanie w geologii. Zamieszczony opis przedstawia najistotniejsze elementy metodyki stosowanej w pracach składających się na osiągnięcie naukowe. Szczegółowa charakterystyka wykorzystanych metod badawczych zamieszczona została w artykułach: A1, A2, A3 i A4.

W celu rekonstrukcji morfologii podłoża lądolodu (artykuł A1) wykorzystano obszerną bazę danych otworów wiertniczych (blisko 6000 otworów) oraz 36 arkuszy map geologicznych z obszaru Polski i Niemiec, w tym 30 arkuszy w skali 1:50 000 (Lithofazieskarten Quartar i Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski). Zgromadzone dane zostały następnie poddane

analizom geostatystycznym uwzględniającym m.in. ekspercką ocenę anizotropii struktur paleomorfologicznych.

Analiza dynamiki wód podziemnych możliwa była dzięki zastosowaniu narzędzi numerycznych. W celu odwzorowania drenażu wód podziemnych pod stopą lądolodu, opracowane zostały numeryczne modele hydrogeologiczne (artykuł A2). Wykonane zostały modele bazujące na metodzie różnic skończonych i metodzie elementów skończonych, dla warunków ustalonych i nieustalonych (Anderson & Woessner, 1992). W zależności od przyjętego celu modelowania wykorzystane zostało oprogramowanie Visual MODFLOW 2011.1 (McDonald & Harbough, 1988) lub FEFLOW 6.1 (Diersch, 2014).

Analizy morfometryczne drumlinów oraz form im pokrewnych (artykuł A3), określanych w nomenklaturze polskiej jako formy drumlinoidalne, przeprowadzone zostały przy wykorzystaniu danych ze skaningu laserowego (LiDAR) o rozdzielczości 1 m i średnim błędzie wysokości 0,2 m. Poszczególne formy zostały ręcznie wykartowane na podstawie cieniowanej mapy reliefu (por. Smith & Clark, 2005; Spagnolo i in., 2012; Hillier i in., 2014). Dla każdej z wyznaczonych form obliczone zostały azymut i parametry morfometryczne (długość, szerokość, wysokość i wskaźnik wydłużenia), które następnie poddane zostały analizom statystycznym uwzględniającym ich przestrzenne rozmieszczenie i zróżnicowanie.

Terenowe badania sedymentologiczne (artykuły A3 i A4) prowadzono głównie w specjalnie do tego przygotowanych wkopach o głębokości do 3,5 m i długości około 5,0 m. Większość wkopów wykonana została wzdłuż grzbietów drumlinów. Badania sedymentologiczne wykonywano również w odsłonięciach eksploatowanych odkrywek. Prace terenowe w tym analizy facjalne wykonano zgodnie z metodyką badań sedymentologicznych osadów glacialnych, opisaną w Evans & Benn (2004). Opisane zostały cechy litologiczne i strukturalne osadów, ich geometria oraz kontakty między nimi. W odsłonięciach wykonywano również pomiary ułożenia dłuższych osi klastów w horyzontach badawczych o miąższości 0,4 m. Wyniki pomiarów były każdorazowo przedmiotem analiz statystycznych, na podstawie których wyznaczono m.in. własności własne wektorów  $S_1$  i  $S_3$  oraz bieg i upad wektora wypadkowego. W odsłonięciach pobrano również próbki do badań granulometrycznych (artykuł A3), anizotropii podatności magnetycznej (AMS; artykuł A3), mikromorfologicznych na płytkach cienkich (artykuł A4) oraz mikrotomografii komputerowej (artykuł A4).

Analizy mikromorfologiczne na płytkach cienkich obejmowały mikrostruktury typu S-matrix (Menzies, 2000), które odwzorowują zarówno deformacje plastyczne jak i nieciągłe (van der Meer & Menzies, 2011). Analizowanymi mikrostrukturami były m.in.: mikrościęcia,

struktury rotacyjne, pomosty ziarnowe, pęknięte ziarna i domeny (patrz: Menzies, 1998; Narloch & Piotrowski, 2013).

Mikrotomografię komputerową zastosowano do analizy orientacji klastów, których rozmiary w większości przypadków odpowiadały frakcji piasku drobnego (125 – 200  $\mu\text{m}$ ; Wentworth, 1922). Pomiary klastów o tak niewielkich rozmiarach zwiększają spektrum danych możliwych do wykorzystania przy interpretacji procesów zachodzących w czasie depozycji osadów (Kilfeather & van der Meer, 2008; Hermanowski & Duda, 2019). Badane próbki miały rozmiary około 55×50×25 mm, a skanowania mikrotomograficzne wykonano w wysokiej rozdzielczości, umożliwiającą uzyskanie obrazu 3D o rozmiarze woksela 60  $\mu\text{m}$ .

Prace laboratoryjne obejmujące analizy granulometryczne i przygotowanie płytek cienkich do analiz mikromorfologicznych przeprowadzone zostały w laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza. Pomiary AMS wykonane zostały w laboratorium Państwowego Instytutu Geologii – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Mikrotomografia komputerowa pobranych próbek wykonana została w Wydziałowym Laboratorium Mikrotomografii Komputerowej na Wydziale Nauk Ścisłych i Technicznych Uniwersytetu Śląskiego.

## **Wyniki badań**

### ***Morfologia podłoża lądolodu (artykuł A1)***

Odwzorowana morfologia podłoża lądolodu ujawniła, że nasuwający się lądolód, na obszarze lobu Odry, miał do pokonania barierę morfologiczną w postaci przeciwnie do awansu lądolodu nachylonej powierzchni terenu. Morfologia tego obszaru wykazywała jednak duże zróżnicowanie. Na obszarze współczesnego Zalewu Szczecińskiego, powierzchnia terenu była stosunkowo płaska stwarzając większą dostępność dla awansującego lądolodu. W centralnej części lobu Odry, awansujący lądolód napotkał na rozczłonkowane wyniesienia terenu, które z dużym prawdopodobieństwem doprowadziły do wyodrębnienia się w strefie czołowej mniejszych lobów lodowcowych, których rozwój był stymulowany morfologią terenu. Obszarem, który dawał największe możliwości awansu lądolodu, był obszar obejmujący znaczącą część SPD po jego zachodniej stronie. Rekonstrukcja powierzchni podłoża lądolodu wskazuje, że zarówno lokalizacja lobu Odry jak i strumienia lodowego B<sup>2</sup> były w znacznym stopniu zależne od morfologii terenu. Analogiczny związek pomiędzy lokalizacją występowania strumieni lodowych dostrzeżono również w przypadku innych paleo-strumieni lodowych (Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Ross i in., 2009; Margold i in., 2015; Rychel



& Morawski, 2017) oraz strumieni współcześnie występujących (Kessler i in., 2008; Rignot i in., 2011).

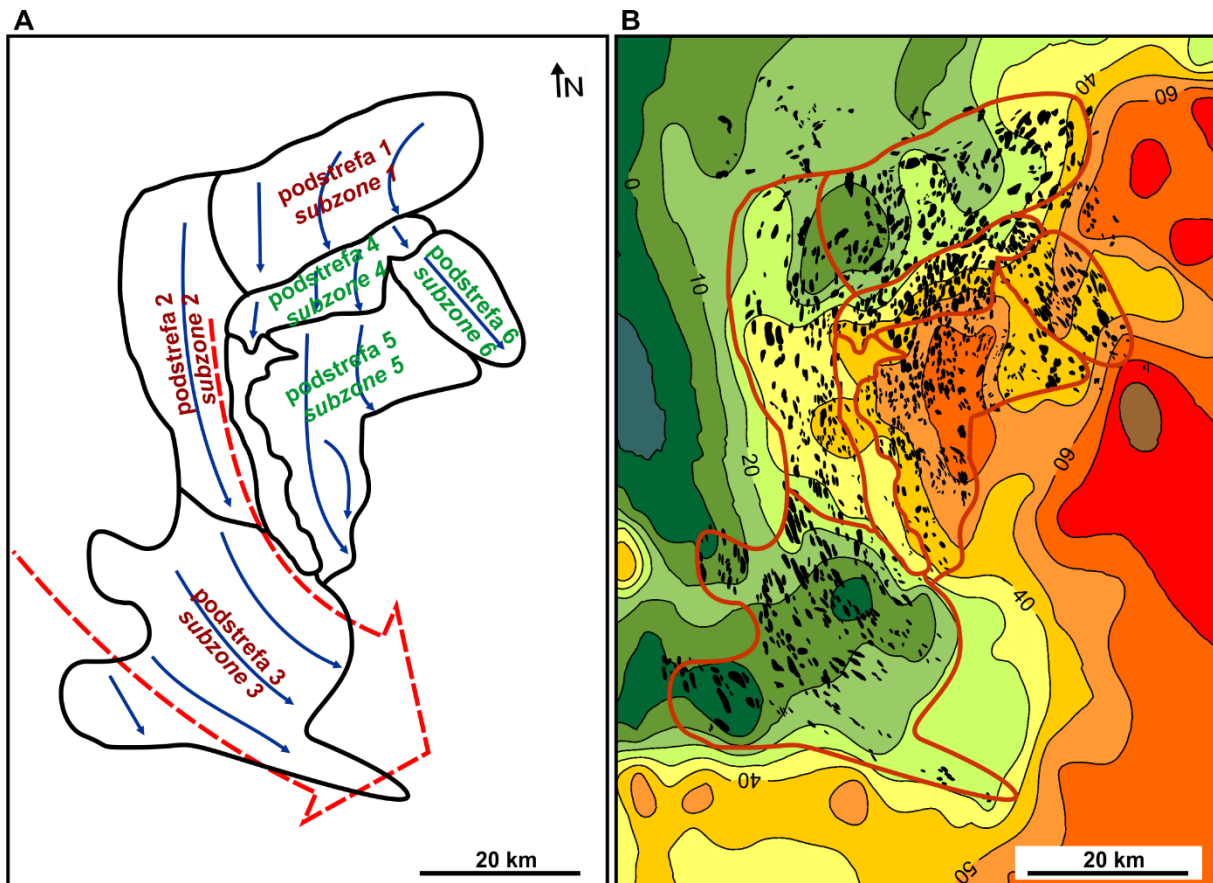
Piotrowski (1994, 1997a, b) argumentował, że w okresie zlodowacenia wisły, na terenie Niżu Środkowoeuropejskiego dochodziło do gromadzenia wody pod lądolodem, w postaci jezior subglacialnych. Uzyskany obraz morfologii podłoża lądolodu wskazuje, że dogodne warunki morfologiczne i geologiczne (występowanie utworów słabo-przepuszczalnych), występowały na zapleczu strefy marginalnej w odległości około 10 km na północ od maksymalnego zasięgu lądolodu w czasie fazy pomorskiej, a także na obszarze współczesnego Zalewu Szczecińskiego i jeziora Dąbie.

### ***Charakterystyka morfometryczna drumlinów (artykuł A3)***

Na obszarze SPD wykartowano ponad 1300 drumlinów i innych form drumlinoidalnych rozmieszczonych na powierzchni około 2700 km<sup>2</sup>. Długość poszczególnych form wynosi od około 200 do około 6000 m, a średnia ich długość to 929 m. Najdłuższe formy występują w południowo-zachodniej części SPD. Pomiary ich szerokości wskazują, że mieści się ona w przedziale od około 90 do około 1290 m, a przedział modalny wynosi od 200 do 250 m. Wysokości względne, mierzone w najwyższym punkcie, wynoszą od 0,5 m do 17,7 m, jednak jedynie 3,7% z nich ma wysokość powyżej 10 m, a wysokość 47% form mieści się w przedziale od 3,5 do 4,0 m. Dla każdej z wykartowanych form obliczono również wskaźnik wydłużenia, definiowany jako iloraz długości i szerokości (Ó Cofaigh i in., 2013). Wskaźnik wydłużenia dla ponad 72% obiektów wynosi powyżej 2,0, ale występują również formy charakteryzujące się wskaźnikiem powyżej 10. Maksymalna obliczona wartość wskaźnika wydłużenia wynosi niespełna 15. Rozkład statystyczny wszystkich analizowanych parametrów morfometrycznych jest rozkładem prawostronnie skośnym.

Ułożenie dłuższych osi drumlinów i form pokrewnych, na obszarze SPD, tworzy wyraźny łuk. W części północnej skierowane są one w kierunku południowo-zachodnim, natomiast w części południowej zdecydowanie dominuje kierunek południowo-wschodni. Na podstawie orientacji oraz parametrów morfometrycznych analizowanych obiektów, SPD można podzielić na dwie strefy: zewnętrzną i wewnętrzną (ryc. 2). Strefa zewnętrzna charakteryzuje się wyraźnym łukowatym rozmieszczeniem analizowanych form, a w jej obrębie wydzielono trzy podstrefy: podstrefa 1, w której większość form jest zorientowana w kierunku południowo-zachodnim; podstrefa 2, gdzie dominującym kierunkiem ułożenia form jest kierunek południowy; podstrefa 3, która charakteryzuje się występowaniem form zorientowanych w kierunku południowo-wschodnim. Poza orientacją analizowanych

obiektów, poszczególne podstrefy różnicują się również w zakresie gęstości ich występowania oraz ich wskaźnika wydłużenia, np. podstrefa 3 obejmuje drumliny o największych wartościach wskaźnika wydłużenia. Strefa wewnętrzna różnicuje się od strefy zewnętrznej przede wszystkim wyraźnie większą gęstością występowania form. W tej strefie również wyróżniono trzy podstrefy: podstrefa 4 charakteryzuje się największym zagęszczeniem form; podstrefa 5, gdzie m.in. zagęszczenie form jest znacznie niższe; podstrefa 6, w której orientacja form różni się od orientacji w podstrefach 4 i 5 oraz wykazują one najniższy wskaźnik wydłużenia.



Ryc. 2. A. Strefy wydzielone na podstawie parametrów morfometrycznych drumlinów i innych form drumlinoidalnych. Na strefę zewnętrzną składają się podstrefy: 1, 2 i 3; na strefę wewnętrzną składają się podstrefy: 4, 5 i 6. Niebieskie strzałki obrazują lokalne kierunki ruchu lodu. Strzałka czerwona pokazuje główną strefę awansu strumienia lodowego. B. Rozmieszczenie drumlinów i innych form drumlinoidalnych na tle morfologii podłoża lądolodu. Wartości izolinii podano w m n.p.m. (artykuł A3, na panelu B wykorzystano morfologię podłoża lądolodu będącą wynikiem prac opisanych w artykule A1)

Charakterystyka przestrzenna drumlinów i innych form drumlinoidalnych, na obszarze SPD, w zestawieniu z wynikami rekonstrukcji morfologii podłoża lądolodu, potwierdza, że kierunek nasuwającego się lądolodu był przynajmniej częściowo determinowany przez topografię podłoża. Awansujący lądolód w pierwszej kolejności wykorzystał obszar o najmniejszym przeciwskłonie podłoża, pokrywający się z obszarem podstrefy 1, a dopiero

później pokonując znacznie większe nachylenie powierzchni terenu wkroczył na obszar podstrefy 4. Następnie lądolód wkroczył na obszar podstrefy 5 znajdującej się na wyniesieniu morfologicznym, ale o łagodnym ukształtowaniu, umożliwiającym jego szybszy awans, co skutkowało powstaniem form o większym wskaźniku wydłużenia niż w podstrefie 4. W podstrefie 3 prędkość przemieszczającego się strumienia lodowego była największa, co skutkowało powstaniem m.in. wielkoskalowych lineacji glacialnych (por. Stokes i in., 2013b).

### ***Drenaż subglacialny (artykuł A2)***

Wcześniejsze publikacje dotyczące drenażu subglacialnego m.in. na obszarze lobu Odry (Hermanowski & Piotrowski, 2009; Piotrowski i in., 2009) zwracały uwagę na niezdolność osadów podłoża lądolodu do odprowadzania całości wód pochodzących z topnienia lodowca. Artykuł stanowiący część osiągnięcia naukowego, wskazuje na przestrzennie i czasowo zróżnicowany charakter drenażu wód, skupiając się głównie na obszarze SPD.

Numeryczne symulacje drenażu subglacialnego obrazują duży wpływ awansującego lądolodu na dynamikę wód podziemnych, co pokrywa się z wynikami innych badań o podobnym charakterze (Boulton & Caban, 1995; Piotrowski, 2006; Piechota & Piotrowski, 2010; Person i in., 2012; Provost i in., 2012). Wpływ ten zaznacza się na całym obszarze lobu Odry, jednak szczególnie manifestuje się w strefie marginalnej, gdzie wody podziemne z warstw wodonośnych przemieszczają się w górę ku powierzchni terenu, co jest konsekwencją znacznej redukcji ciśnienia piezometrycznego. W zależności od warunków hydrogeologicznych, wody subglacialne pochodzące z topnienia lodowca były poddawane zarówno głębokiej jak i płytkiej cyrkulacji. Wody, które poddawane były płytkiej cyrkulacji zwykle pokonywały znacznie krótszy dystans i powracały do strefy kontaktu lodowca z podłożem. Natomiast w konsekwencji głębokiej cyrkulacji wody były zwykle odprowadzane na przedpole lądolodu.

Drenaż subglacialny na obszarze SPD przyjmował szczególny charakter, zwłaszcza w kontekście geometrii linii prądu oraz bilansu wód podziemnych. Występowały tam bowiem strefy, w których wody podziemne kierowały się w górę ku stopie lądolodu oraz strefy o przeciwnym kierunku ruchu wody. Wykształciły się zatem strefy zasilania i drenażu stopy lądolodu. Granice tych stref podlegały zmianom wraz z awansem lądolodu, jak i częściowo ulegał zmianie ich charakter tzn. strefa zasilania mogła przekształcić się w strefę drenażu i odwrotnie. Sumarycznie podczas awansu lądolodu około 38% powierzchni SPD doświadczyło dopływu wód podziemnych, natomiast na około 41% powierzchni woda ze stopy lądolodu zasilala warstwy wodonośne. Obszary, gdzie dominowało odprowadzanie wód ze

stopy lądolodu do warstw wodonośnych występowały głównie w strefie marginalnej, natomiast dopływ wody do stopy lądolodu dominował w centralnej części SPD. Wraz z awansem lądolodu wykształciła się swoista mozaika obszarów drenowanych i zasilanych wodami z warstw wodonośnych występujących pod stopą lądolodu, która odwzorowuje zmiany w ciśnieniu i ilości wód występujących na kontakcie lodowiec-podłoże. Biorąc pod uwagę duże znaczenie wód subglacjalnych dla mechanizmów ruchu lodowców (np. Christoffersen i in., 2014) oraz kształtowania osadów i form subglacjalnych, należy uznać, że na obszarze SPD zachodziły wielokrotne zmiany charakteru procesów subglacjalnych związanych m.in. z odspojeniem lodowca od podłoża lub zwiększeniem kontaktu bazalnego. Uzyskane w wyniku symulacji zróżnicowanie przestrzenne drenażu subglacjalnego i wnioskowanych na tej podstawie procesów subglacjalnych jest zgodne z modelem czasowych i przestrzennych zmian warunków subglacjalnych (Piotrowski i in., 2004; Tylman i in., 2013, Narloch i in., 2015).

Przestrzenne zróżnicowanie drenażu subglacjalnego na obszarze SPD, a w szczególności wyznaczone obszary zasilania i drenażu wód pod stopą lądolodu, nawiązują swym rozprzestrzenieniem odpowiednio do obszarów, gdzie występują największe drumliny i gdzie jest ich niewiele. Obszary, na których dochodziło do zasilania warstw wodonośnych pod stopą lądolodu, można uznać za obszary zwiększonego kontaktu bazalnego lądolodu powodującego zmniejszenie siły erozyjnej. Z kolei dopływ wody do stopy lądolodu przyczyniał się do zmniejszenia wytrzymałości osadów podłoża lądolodu na ścinanie, jednocześnie zwiększając ich podatność na erozję. Ponadto w warunkach dopływu wody mogło dochodzić do odspojenia stopy lądolodu od podłoża umożliwiając erozję osadów przez wodę płynącą na kontakcie lodowiec-podłoże. Tego typu przepływ wód mógł doprowadzić do ukształtowania drumlinów poprzez wymywanie osadów znajdujących się pomiędzy poszczególnymi formami. Analiza morfologii terenu (artykuł A3) wykazała występowanie na obszarze SPD również form subglacjalnych, którym m.in. Kor i in. (1991) i Shaw (1994) przypisują genezę erozyjną związaną z wodami subglacjalnymi.

### ***Budowa wewnętrzna drumlinów (artykuł A3)***

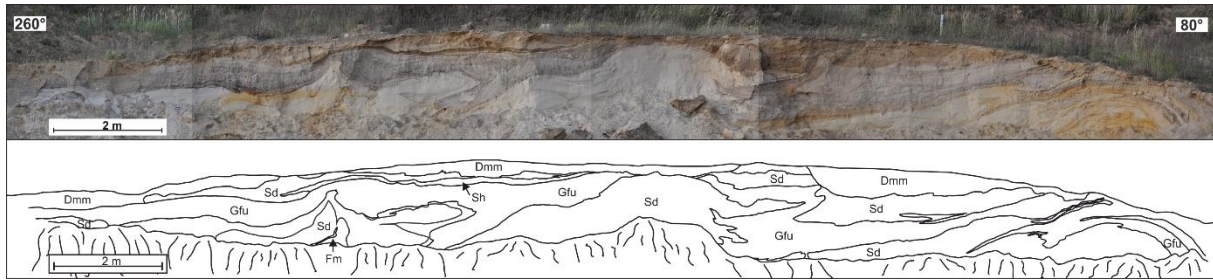
Terenowe badania sedymentologiczne wykazały zróżnicowaną budowę wewnętrzną drumlinów. Zidentyfikowane i opisane zostały drumliny zbudowane: głównie z gliny (typ I), z gliny i osadów piaszczysto-żwirowych (typ II), głównie z osadów piaszczysto-żwirowych (typ III).

W obrębie glin tworzących drumliny typu I występują m.in.: (1) subhoryzontalne soczewki i warstwy osadów piaszczystych o miąższości nieprzekraczającej kilka centymetrów,

a niekiedy o rozciągłości ponad 1 m i miąższości około 1 cm, (2) warstwy osadów mułowo-iłowych o miąższości nieprzekraczającej 2 cm, (3) niewielkich rozmiarów soczewki iłów, (4) ziarna frakcji żwirowej z tzw. ogonami dyspersyjnymi. Pomiar orientacji klastów wskazuje na ich stosunkowo jednorodne ułożenie w obrębie poszczególnych horyzontów pomiarowych, co skutkuje dużymi wartościami wektora  $S_1$ , zwykle przekraczającymi wartość 0,8. Widoczne jest jednak zróżnicowanie orientacji klastów w profilu wysokościowym poszczególnych odsłoneń, co potwierdzają również wyniki badań AMS. Gлина, z której zbudowane są drumliny typu I zinterpretowana została jako subglacialna glina trakcyjna sensu Evans i in. (2006). Występowanie subhoryzontalnych warstw osadów piaszczystych o małej miąższości jest dowodem odspojenia stopy lądolodu od podłoża (patrz: Munro-Stasiuk, 2000; Lesemann i in., 2010). Podobne struktury opisywane były również jako wynik depozycji osadu w kawernach subglacialnych (Dardis & McCabe, 1987). Natomiast występowanie ziaren z ogonami dyspersyjnymi świadczy o przywróceniu kontaktu bazalnego po okresie odspojenia stopy lądolodu (patrz: Piotrowski & Kraus, 1997). Niezaburzone warstwy osadów piaszczystych jak i mułowo-iłowych dowodzą, że deformacja osadów miała bardzo płytki zasięg i prawdopodobnie niewielkie rozprzestrzenienie (por. Piotrowski i in., 2004).

W badanym drumlinie typu II dominującym składnikiem litologicznym jest glina, ale znaczny jest również udział piasków i żwirów. W części proksymalnej dominują utwory piaszczysto-żwirowe, natomiast w częściach centralnej i dystalnej dominuje glina. Wydzielone zostały dwa poziomy glin rozdzielone warstwą piasków przekątnie warstwowanych o miąższości nieprzekraczającej 15 cm. Niżej leżący poziom gliny charakteryzuje m.in. niejednorodna orientacja klastów skutkująca niskimi wartościami wektora  $S_1$ , zwykle poniżej wartości 0,6. Granice pomiędzy wydzieleniami mają charakter erozyjny. Żwiry występujące w części proksymalnej wykazują silny stopień zdeformowania. Analizy sedimentologiczne utworów tworzących drumliny typu II dowodzą, że osady i struktury je tworzące powstały w wyniku różnych procesów: depozycji z odłożenia, depozycji z wytopienia, deformacji i erozji.

W drumlinach typu III dominują osady piaszczysto-żwirowe przykryte warstwą gliny o niewielkiej miąższości, nieprzekraczającej 0,3 m. W dużej części obserwowanych odsłoneń warstwy osadów są silnie zdeformowane. W odsłoneńcach występują struktury świadczące zarówno o deformacjach plastycznych i nieciągłych: różnego typu fałdy w tym fałdy leżące, diapiry, dajki klastyczne i uskoki (Ryc. 3). Granice pomiędzy obserwowanymi facjami są często erozyjne. Nie zaobserwowano zależności pomiędzy orientacją struktur deformacyjnych a kształtem drumlina.



Ryc. 3. Budowa wewnętrzna drumlina typu III z silnie zdeformowanymi osadami fluwioglacjalnymi przykrytymi warstwą gliny. Granica pomiędzy osadami fluwioglacjalnymi a gliną jest erozyjna. Zastosowany kod litofacjalny: Dmm – masywny diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym, Gfu – żwiry o normalnej gradacji ziarna, Sh – piaski od drobnych do grubych horyzontalnie warstwowane, Sd – piaski zdeformowane, Fm – muły i ły masywne (modyfikacja kodów: Miall, 1978; Eyles i in. 1983; Maizels, 1993) (artykuł A3)

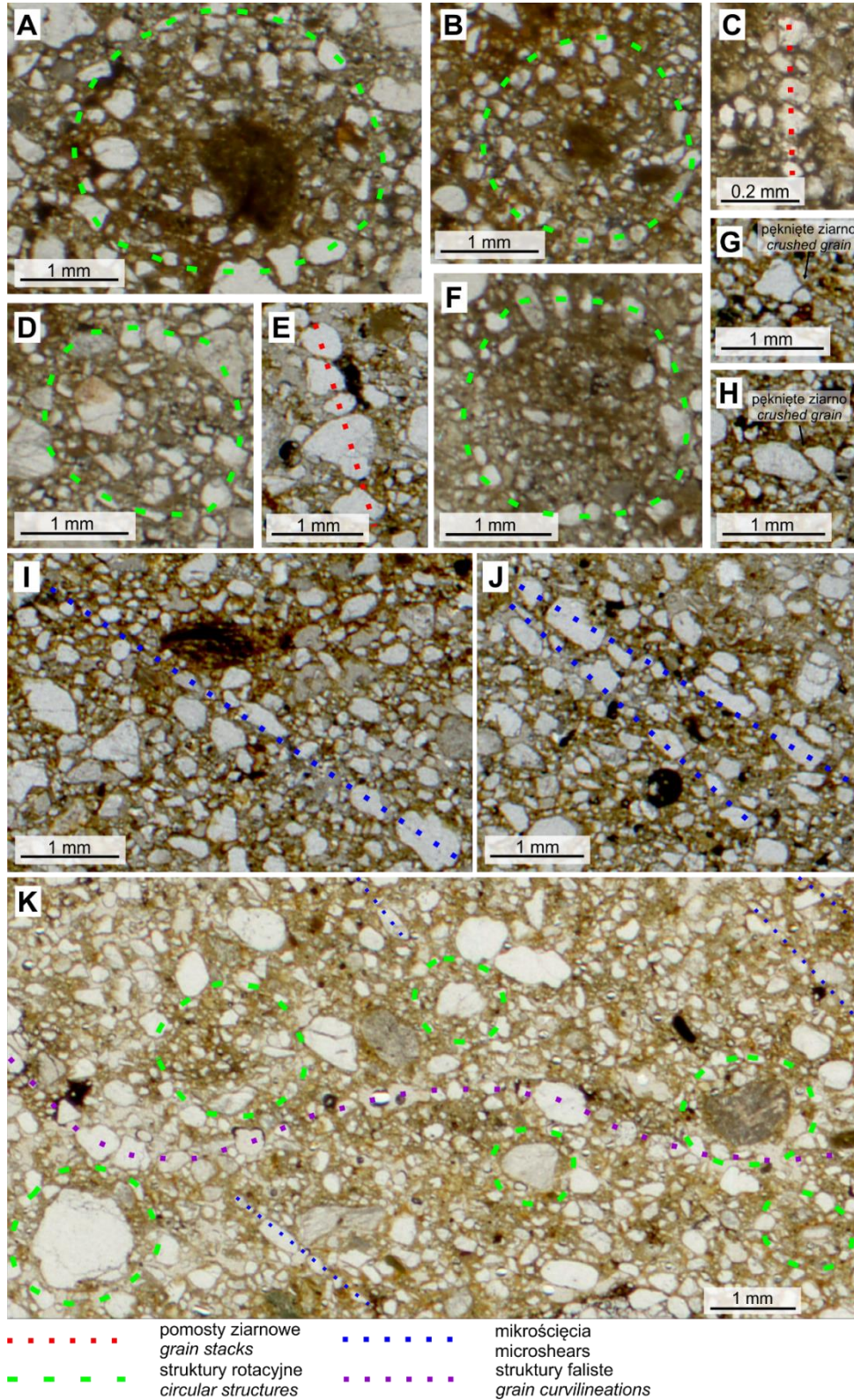
Badania sedymentologiczne dowodzą dużego zróżnicowania osadów pod względem zarówno teksturalnym jak i strukturalnym. Takie zróżnicowanie wyklucza jednakowy proces depozycji osadów tworzących drumliny. Wszystkie one tworzą jednak drumliny składające się na jeden obiekt geomorfologiczny jakim jest SPD. Obserwowane wewnątrz drumlinów struktury i brak ich geometrycznej zgodności z kształtem formy wskazują, że depozycja tworzących form osadów poprzedzała proces drumlinizacji. Jedynym procesem, który na bazie zgromadzonych danych, można wskazać jako odpowiedzialny za genezę drumlinów jest erozja, w tym przypadku erozja osadów subglacjalnych. Taka interpretacja znajduje również analogie w opracowaniach odnoszących się do genezy drumlinów na innych obszarach (Aario, 1987; Fisher & Spooner, 1994; Shaw, 1994; Iverson, 2000; Tulaczyk i in., 2001; Eyles i in., 2016; Hillier i in., 2018). Nie wyklucza to jednak częściowego nadbudowania powstałych form, w późniejszym etapie, przez osady uwolnione ze stopy lądolodu.

### ***Mikromorfologia i mikrotomografia komputerowa glin (artykuł A4)***

Analizy płytek cienkich wykazały, że najliczniej występującymi mikrostrukturami, w glinach tworzących drumliny, są mikrościęcia i struktury rotacyjne. Obserwowane mikrościęcia są zwykle równoległe względem siebie, a ich średnia długość wynosi około 20 mm. W nielicznych przypadkach mikrościęcia nakładają się na inne mikrostruktury sugerując tym zmianę warunków subglacjalnych i przejście z deformacji plastycznych do deformacji nieciągłych. Średnica zdecydowanej większości obserwowanych struktur rotacyjnych mieści się w przedziale od 1 do 10 mm. Obserwowano struktury rotacyjne z jądrem w postaci pojedynczego klasta, wokół którego rotował materiał mniejszej frakcji, jak i takie, które były pozbawione jądra. Zidentyfikowano również: struktury faliste (dotychczas nieopisywane) o długości do 2 cm, diagonalne strefy ścięcia o miąższości około 1,5 mm, a także pomosty



ziarnowe, pęknięte ziarna, domeny i inne mniej licznie reprezentowane mikrostruktury (ryc. 4). Analizy mikromorfologiczne potwierdzają wnioski sformułowane na podstawie badań makroskopowych odnoszące się do typu genetycznego gliny, która zaklasyfikowana została jako subglacjalna glina trakcyjna (Evans i in., 2006).



Ryc. 4. Wybrane mikrostruktury występujące w glinach tworzących drumliny typu I (artykuł A4)

Mikrotomografia komputerowa pozwoliła przeanalizować ułożenie klastów, których oś  $a$ , dla zdecydowanej większości, mieści się w przedziale od 1,64 do 2,15 mm. Orientacja osi  $a$  tych klastów nie wykazuje tak silnie jednorodnego ukierunkowania jak to obserwowano w przypadku klastów o rozmiarach przekraczających 1,5 cm, których pomiary wykonywano w ramach terenowych badań sedymentologicznych (artykuł A3), co skutkuje niskimi wartościami wektora  $S_1$  wynoszącymi maksymalnie 0,61. W przypadku części próbek orientacja klastów wykazuje dwa wyraźnie różne kierunki ich ułożenia. Orientacje klastów wyznaczone dla poszczególnych próbek pobranych wzdłuż jednego profilu pionowego nie wykazują zgodności. Ponadto na różnych głębokościach zachowane zostały np. niezaburzone strefy ścięcia. Obserwacje te dowodzą, że deformacje osadów zachodziły jedynie w płytkiej strefie subglacjalnej, w przeciwnym wypadku mikrostruktury powinny wykazywać pewną konsekwencję w profilu pionowym, zgodną z ostatnim epizodem deformacyjnym jakiego doświadczyły, a mikrostruktury horyzontalne uległyby przynajmniej częściowemu zniekształceniu. Zwykle nie występuje również korelacja pomiędzy orientacją mikro-klastów a orientacją drumlinów.

Powszechne występowanie struktur rotacyjnych dowodzi mobilności osadów przy jednoczesnej redukcji ich wytrzymałości na ścinanie. Warunki takie są konsekwencją występowania dużych ciśnień porowych (np. van der Meer i in., 2003; Evans i in., 2006; Phillips i in., 2018). Dalsza redukcja wytrzymałości osadu na ścinanie mogła prowadzić do wykształcenia się wewnętrznych stref poślizgu czego dowodem jest występowanie struktur falistych. Natomiast w obszarach, gdzie występowały ziarna większej frakcji mogło dochodzić do czasowej dylatacji gliny (Iverson, 2010; Damsgaard i in., 2013), umożliwiającej spadek ciśnienia porowego (Vannucchi & Tobin, 2000; Phillips i in., 2018) i ponowne usztywnienie osadu (Moore & Iverson, 2002; Iverson, 2010). Jeśli tego typu procesy zachodziły na różnych obszarach w różnym czasie, to tworzyły się obszary aktywnej i pasywnej adwekcji osadów, które odpowiednio prowadziły do powstania plastycznych i nieciągłych deformacji. Analogią tego typu procesów mogą być epizody aktywnego i pasywnego ruchu lodowców (van der Wel i in., 2013; Christoffersen i in., 2014). Uzyskane dane mikromorfologiczne są również zgodne z modelem zmiennych w czasie warunków subglacjalnych sformułowanym przez Menzies i in. (2016). Brak korelacji pomiędzy orientacją mikro-klastów i orientacją drumlinów, potwierdza wnioski z pomiarów wykonanych w skali makro, które stanowią, że osady tworzące drumliny poprzedzały sam proces drumlinizacji.



## Podsumowanie

Wyniki badań przeprowadzonych z zastosowaniem szeregu różnorodnych metod i technik badawczych, pozwoliły w sposób kompleksowy przeanalizować procesy subglacjalne, które występowały na terenie stargardzkiego pola drumlinowego i w konsekwencji doprowadziły do powstania drumlinów i innych form drumlinoidalnych. Wyniki tych badań zostały opublikowane w czterech artykułach wchodzących w skład osiągnięcia naukowego. Najważniejsze wnioski, które sformułowano w oparciu o przeprowadzone badania to:

- kierunki awansu strumienia lodowego B<sup>2</sup>, w podłożu którego ukształtowało się SPD, były w znacznym stopniu determinowane przez morfologię terenu;
- w ukształtowaniu podłoża lądolodu, zidentyfikowano obszary preferencyjne dla szybszego ruchu lodu oraz gromadzenia wód subglacjalnych w postaci jezior podlodowcowych;
- na obszarze SPD, którego powierzchnia wynosi około 2700 km<sup>2</sup>, występuje ponad 1300 drumlinów i innych form drumlinoidalnych, których długość mieści się w przedziale od około 200 do około 6000 m, a wskaźnik wydłużenia zwykle wynosi około 2. Zarówno długość drumlinów jak i ich wskaźnik wydłużenia wzrastają wzdłuż linii awansu strumienia lodowego, sugerując następstwo form podłoża. Na obszarach o większym nachyleniu podłoża lądolodu, przeciwnym do kierunku jego ruchu, występuje większe zagęszczenie drumlinów, co sugeruje redukcję prędkości awansu lądolodu;
- drenaż wód podziemnych pod stopą lądolodu był znacznie szybszy (do około  $5 \times 10^{-5}$  m/s) i głębszy (do około 200 m) od drenażu w czasie, gdy obszar badań nie znajdował się pod lądolodem;
- na kontakcie lód-podłoże, na terenie SPD, występowały obszary zasilane wodami podziemnymi, jak i takie, z których wody pochodzące z topnienia lodu były odprowadzane do systemu wód podziemnych. Lokalizacja tych obszarów pod stopą lądolodu wykazywała czasową i przestrzenną zmienność, jednak na obszarze, gdzie występuje najwięcej drumlinów zdecydowanie dominował dopływ wód podziemnych do strefy kontaktu lód-podłoże;
- wyróżniono trzy typy drumlinów w zależności od litologii osadów, które je tworzą: zbudowane głównie z gliny, zbudowane z gliny i osadów piaszczysto-żwirowych, zbudowane głównie z osadów piaszczysto-żwirowych;

- heterogeniczność budowy wewnętrznej drumlinów, w zakresie zarówno litologii jak i występujących struktur, oraz brak ich powiązania z kształtem formy, wskazują, że depozycja osadów tworzących drumliny poprzedzała proces drumlinizacji;
- gliny, z których zbudowana jest część drumlinów, doświadczały wielokrotnych epizodów deformacji o różnym charakterze, skutkujących powstaniem deformacji plastycznych i nieciągłych. Charakter deformacji był zależny m.in. od ciśnienia wód porowych, które wykazywało przestrzenną i czasową zmienność;
- deformacja osadów podłoża lądolodu była procesem powszechnie występującym, jednak o niewielkim zasięgu głębokościowym. Proces ten był istotnym czynnikiem powodującym szybki awans strumienia lodowego;
- najbardziej prawdopodobnym procesem, który doprowadził do powstania SPD jest erozja materiału z terenów znajdujących się pomiędzy poszczególnymi formami. Proces ten mógł zachodzić jako bezpośrednia erozja lodowcowa oraz jako erozja przez wody drenowane na kontakcie lodowiec-podłoże. Argumentów wzmacniających erozję przez wody subglacjalne dostarczają wyniki numerycznego modelowania drenażu wód podziemnych, które wskazują na dodatkowe zasilanie strefy lodowiec-podłoże przez wody podziemne.

## Literatura

- Aario R. 1987. Drumlins of Kuusamo and Rogen-ridges of Ranua, northeast Finland. [W:] *Drumlin Symposium*, Menzies J., Rose J. (red.). A.A. Balkema: Rotterdam: 87-101.
- Anandakrishnan S., Blankenship D.D., Alley R.B., Stoffa P.L. 1998. Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations. *Nature*, 394: 62-65.
- Anderson M.P., Woessner W.W. 1992. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. San Diego, CA: Academic Press.
- Benediktsson Í.Ö., Jónsson S.A., Schomacker A., Johnson M.D., Ingólfsson Ó., Zoet L., Iverson N.R., Stötter J. 2016. Progressive formation of modern drumlins at Múlajökull, Iceland: stratigraphical and morphological evidence. *Boreas*, 45: 567-583. doi: 10.1111/bor.12195
- Bennett M.R. 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61: 309-339.
- Bell R.E., Studinger M., Shuman C.A., Fahnestock M.A., Joughin I. 2007. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature*, 445: 904-907.
- Bougamont M., Tulaczyk S., Joughin I. 2003. Response of subglacial sediments to basal freeze-on, 2. Application in numerical modelling of the recent stoppage of Ice Stream C, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4): 2223. doi:10.1029/2002JB001936
- Boulton G.S. 1987. A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. [W:] *Drumlin Symposium*, Menzies J., Rose J. (red.). A.A. Balkema: Rotterdam: 25-80.
- Boulton G.S., Caban P. 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: part II – its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, 14: 563-587.

- Boulton G.S., Caban P.E., Van Gijssel K. 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part I – Large scale patterns. *Quaternary Science Reviews*, 14: 545–562.
- Christoffersen P., Bougamont M., Carter S.P., Fricker H.A., Tulaczyk S. 2014. Significant groundwater contribution to Antarctic ice streams hydrologic budget. *Geophysical Research Letters*, 41: 2003-2010. doi:10.1002/2014GL059250
- Christoffersen P., Bougamont M., Hubbard A., Doyle S.H., Grigsby S., Pettersson R. 2018. Cascading lake drainage on the Greenland Ice Sheet triggered by tensile shock and fracture. *Nature Communications*, 9: 1064. doi:10.1038/s41467-018-03420-8
- Christoffersen P., Tulaczyk S. 2003a. Thermodynamics of basal freeze-on: Predicting basal and subglacial signatures of stopped ice streams and interstream ridges. *Annals of Glaciology*, 36: 233–243.
- Christoffersen P., Tulaczyk S. 2003b. Signature of palaeo-ice-stream stagnation: Till consolidation induced by basal freeze-on. *Boreas*, 32: 114–129.
- Clark C.D. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting glacial landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 1-29.
- Clark C.D., Ely J.C., Spagnolo M., Hahn U., Hughes A.L.C., Stokes C.R. 2018. Spatial organization of drumlins. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43: 499-513.
- Clarke G.K.C. 2005. Subglacial processes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 33: 247-276.
- Colgan P.M., Mickelson D.M. 1997. Genesis of streamlined landforms and flow history of the Green Bay Lobe, Wisconsin, USA. *Sedimentary Geology*, 111: 7-25.
- Damsgaard A., Egholm D.L., Piotrowski J.A., Tulaczyk S., Larsen N.K., Tylman K. 2013. Discrete element modelling of subglacial sediment deformation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118: 2230-2242.
- Damsgaard A., Egholm D.L., Piotrowski J.A., Tulaczyk S., Larsen N.K., Brødstrup C.F. 2015. A new methodology to simulate subglacial deformation of water-saturated granular material. *The Cryosphere*, 9: 2183-2200. doi.10.5194/tc-9-2183-2015
- Damsgaard A., Egholm D.L., Beem L.H., Tulaczyk S., Larsen N.K., Piotrowski J.A., Siegfried M.R. 2016. Ice flow dynamics forced by water pressure variations in subglacial granular beds. *Geophysical Research Letters*, 43: 12,165–12,173. doi:10.1002/2016GL071579
- Dardis G.F., McCabe A.M. 1987. Subglacial sheetwash and debris flow deposits in late-Pleistocene drumlins, Northern Ireland. [W:] *Drumlin Symposium*, Menzies J., Rose J. (red.). A.A. Balkema: Rotterdam: 225-240.
- Diersch H.J. 2014. *FEFLOW. Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*. Heidelberg: Springer.
- Domack E., Amblàs D., Gilbert R., Brachfeld S., Camerlenghi A., Rebesco M., Canals M., Urgeles R. 2006. Subglacial morphology and glacial evolution of the Palmer deep outlet system Antarctic Peninsula. *Geomorphology*, 75: 125-142.
- Evans D.J.A. 2018. *Till. A Glacial Process Sedimentology*. Chichester: Wiley Blackwell.
- Evans D.J.A., Benn D.I. 2004. *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold: London.
- Evans D.J.A., Phillips E.R., Hiemstra J.F., Auton C.A. 2006. Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-science Reviews*, 78: 115-176.
- Eyles N., Doughty M. 2016. Glacially-streamlined hard and soft beds of the paleo-Ontario ice stream in Southern Ontario and New York state. *Sedimentary Geology*, 338: 51-71.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30: 393-410.
- Eyles N., Putkinen N., Sookhan S., Arbelaez-Moreno L. 2016. Erosional origin of drumlins and megaridges. *Sedimentary Geology*, 338: 2-23.
- Fisher T.G., Spooner I. 1994. Subglacial meltwater origin and subaerial meltwater modifications of drumlins near Morley, Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 91: 285–298.
- Fowler A.C. 2000. An instability mechanism for drumlin formation. [W:] *Deformation of Glacial Materials*, Maltman A., Hambrey M.J., Hubbard B. (red.). *Geological Society, London, Special Publication*, 176: 307-319.
- Fransner O., Noormets R., Flink A.E., Hogan K.A., O'Regan M., Jakobsson M. 2017. Glacial landforms and their implications for glacier dynamics in Rjipfjorden and Duvefjorden, northern Nordaustlandet, Svalbard. *Journal of Quaternary Science*, 32: 437-455.
- Gooch B.T., Young D.A., Blankenship D.D. 2016. Potential groundwater and heterogeneous heat source contributions to ice sheet dynamics in critical submarine basins of East Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 395–409.
- Greenwood S.L., Clason C.C., Helanow C., Margold M. 2016. Theoretical, contemporary observational and palaeo-perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews*, 155: 1-27.

- Hart J.K. 1997. The relationship between drumlins and other forms of subglacial glaciotectionic deformation. *Quaternary Science Reviews*, 16: 93-107.
- Hart J.K. 1999. Identifying fast ice flow from landform assemblages in the geological record: a discussion. *Annals of Glaciology*, 28: 59-66.
- Hermanowski P., Duda P. 2019. Zastosowanie mikrotomografii komputerowej do badania orientacji klastów w glinach lodowcowych. *Przegląd Geologiczny*, 67: 653-661.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A. 2009. Drenaż subglacjalny i jego wpływ na dynamikę lobu Odry zlodowacenia wistły. *Przegląd Geologiczny*, 57: 504-512.
- Hess D.P., Briner J.P. 2009. Geospatial analysis of controls on subglacial bedform morphology in the New York Drumlin Field – implications for Laurentide Ice Sheet dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 1126-1135.
- Hillier J.K., Benediktsson Í., Dowling T., Schomacker A. 2018. Production and preservation of the smallest drumlins. *Geophysical Research Abstracts*, 20: EGU2018-3001.
- Hillier J.K., Smith M.J., Armugam R., Barr I., Boston C.M., Clark C.D., Ely J., Fankl A., Greenwood S.L., Gosselin L., Hättestrand C., Hogan K., Hughes A.L.C., Livingstone S.J., Lovell H., McHenry M., Munoz Y., Pellicer X.M., Pellitero R., Robb C., Roberson S., Ruther D., Spagnolo M., Standell M., Stokes C.R., Storrar R., Tate N.J., Wooldridge K. 2014. Manual mapping of drumlins in synthetic landscape to assess operator effectiveness. *Journal of Maps*, 11: 719-729.
- Hopkins N.R., Evenson E.B., Kodama K.P., Kozłowski A. 2016. An anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) investigation of the till fabric of drumlins: support for an accretionary origin. *Boreas*, 45: 100-108. doi.10.1111/bor.12138.
- Houmark-Nielsen M., Kjær K.H. 2003. Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science*, 18: 769-786.
- Iverson N.R. 2000. Sediment entrainment by a soft-bedded glacier: A model based on regelation into the bed. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 881-893.
- Iverson N.R. 2010. Shear resistance and continuity of subglacial till: hydrology rules. *Journal of Glaciology*, 56: 1104-1114.
- Iverson N.R., McCracken R.G., Zoet L.K., Benediktsson Í.Ö., Schomacker A., Johnson M.D., Woodard J. 2017. A theoretical model of drumlin formation based on observations at Múlajökull, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122: 2302-2323. <https://doi.org/10.1002/2017JF004354>.
- Jennings C.E. 2006. Terrestrial ice streams: a view from the lobe. *Geomorphology*, 75: 100-124.
- Johnson M.D., Schomacker A., Benediktsson Í.Ö., Geiger A.J., Ferguson A., Ingólfsson Ó. 2010. Active drumlin field revealed at the margin of Múlajökull, Iceland: A surge-type glacier. *Geology*, 38: 943-946. doi.10.1130/G31371.1.
- Karczewski A. 1965a. Kilka uwag o drumlinach okolic Nowogardu. *Sprawozdania Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, 2: 296-297.
- Karczewski A. 1965b. Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, tom XV: 71-89.
- Karczewski A. 1976. Morphometric features of drumlins in western Pomerania. *Quaestiones Geographicae*, 3: 35-42.
- Karczewski A. 1987. Lithofacies variability of a drumlin in Pomerania, Poland. [W:] *Drumlin Symposium*, Menzies J., Rose J. (red.). A.A. Balkema: Rotterdam: 177-183.
- Karczewski A. 1995. The Stargard drumlin field. *Quaternary Studies in Poland*, 13: 27-30.
- Keilhack K. 1897. Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. *Jahrbuch der Königlichen Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 17: 163-188.
- Kessler M.A., Anderson R.S., Briner, J.P. 2008. Fjord insertion into continental margins driven by topographic steering of ice. *Nature Geoscience*, 1: 365-369.
- Kilfeather A.A., van der Meer J.J.M. 2008. Pore size, shape and connectivity in tills and their relationship to deformation processes. *Quaternary Science Reviews*, 27: 250-266.
- King E.C., Hindmarsh R.C.A., Stokes C.R. 2009. Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience*, 2: 585-588.
- Kleman J., Borgström I. 1996. Reconstruction of palaeo-ice sheets: the use of geomorphological data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 893-909.
- Knight J. 2006. Geomorphic evidence for active and inactive phases of Late Devensian ice in north-central Ireland. *Geomorphology*, 75: 4-19.
- Kor P.S.G., Shaw J., Sharpe D.R. 1991. Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 623-642.
- Lamsters K., Karušs J., Rečs A., Bērziņš D. 2016. Detailed subglacial topography and drumlins at the marginal zone of Múlajökull outlet glacier, central Iceland: evidence from low frequency GPR data. *Polar Science*, 10: 470-475.

- Lelandais T., Ravier É., Pochat S., Bourgeois O., Clark C., Mourgues R., Strzeczynski P. 2018. Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the lifecycle of transitory ice streams. *The Cryosphere*, 12: 2759-2772. <https://doi.org/10.5194/tc-2018-71>
- Lemieux J.-M., Sudicky E.A., Peltier W.R., Tarasov L. 2008. Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 1. Relevant processes and model formulation. *Journal of Geophysical Research*, 113: F03017. doi:10.1029/2007JF000928
- Lesemann J.-E., Alsop G.I., Piotrowski J.A. 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews*, 29: 3212-3229.
- Maizels J.K. 1993. Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, 85: 299-325.
- Margold M., Stokes C.R., Clark C.D. 2015. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, 143, 117-146.
- Marks L. 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44: 81-88.
- McCracken R.G., Iverson N.R., Benediktsson Í.Ö., Schomacker A., Zoet L.K., Johnson M.D., Hooyer T.S., Ingólfsson Ó. 2016. Origin of the active drumlin field at Múlajökull, Iceland: New insights from till shear and consolidation patterns. *Quaternary Science Reviews*, 148: 243-260.
- McDonald M.G., Harbough A.W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations*, 6: 1-576.
- McIntosh J.C., Schlegel M.E., Person M. 2012. Glacial impacts on hydrologic processes in sedimentary basins: evidence from natural tracer studies. *Geofluids*, 12: 7-21.
- Menzies J. 1979. A review of the literature on the formation and location of drumlins. *Earth Science Reviews*, 14: 315-359.
- Menzies J. 1998. Microstructures within subglacial diamictons. *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 153-166.
- Menzies J. 2000. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. [W:] *Deformation of Glacial Material*, Maltman A.J., Hubbard B., Hambrey M.J. (red.). London: Geological Society, 176: 245-258.
- Menzies J., van der Meer J.J.M., Ravier E. 2016. A kinematic unifying theory of microstructures in subglacial tills. *Sedimentary Geology*, 344: 57-70.
- Menzies J., van der Meer J.J.M., Shilts W.W. 2018. Subglacial processes and sediments. [W:] Menzies J. & van der Meer J.J.M. (red.), *Past Glacial Environments*. Amsterdam: Elsevier: 105-158.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. [W:] *Fluvial Sedimentology*, Miall A.D. (red.), vol. 5. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir: 597-604.
- Mikucki J.A., Auken E., Tulaczyk S., Virginia R.A., Schamper C., Sørensen K.I., Doran P.T., Dugan H., Foley N. 2015. Deep groundwater and potential subsurface habitats beneath an Antarctic dry valley. *Nature Communications*, 6: 6831. doi:10.1038/ncomms7831
- Moore P.L., Iverson N.R. 2002. Slow episodic shear of granular materials regulated by dilatant strengthening. *Geology*, 30: 843-846.
- Möller P., Dowling T.P.F. 2016. Streamlined subglacial bedforms on the Närke plain, south-central Sweden - Areal distribution, morphometrics, internal architecture and formation. *Quaternary Science Reviews*, 146: 182-215.
- Möller P., Dowling T.P.F. 2018. Equifinality in glacial geomorphology: instability theory examined via ribbed moraine and drumlins in Sweden. *GFF*, 140: 106-135.
- Morawska M., Morawski M. 2009. Formy po strumieniach lodowych w Polsce Zachodniej i Północno-Zachodniej – identyfikacja w rzeźbie. *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych T.V., Seria Geografia*, 88: 329-352.
- Munro-Stasiuk M.J. 2000. Rhythmic till sedimentation: evidence for repeated hydraulic lifting of a stagnant ice mass. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 94-106.
- Narloch W., Piotrowski J.A. 2013. Mikromorfologia glin lodowcowych jako narzędzie w rekonstrukcji procesów subglacjalnych. *Przegląd Geologiczny*, 61: 294-303.
- Narloch W., Piotrowski J.A., Wysota W., Tylmann K. 2015. Till formation under a soft-bedded palaeo-ice stream of the Scandinavian Ice Sheet, constrained using qualitative and quantitative microstructural analyses. *Sedimentary Geology*, 326: 64-78.
- Ó Cofaigh C., Evans D.J.A., England J. 2013. Ice-marginal terrestrial landsystems: sub-polar glacier margins of the Canadian and Greenland high arctic. [W:] *Glacial Landsystems*, Evans D.J.A. (red.). Routledge: New York: 44-64.

- Peters L.E., Anandakrishnan S., Alley R.B., Winberry J.P., Voigt D.E., Smith A.M., Morse D.L. 2006. Subglacial sediments as a control on the onset and location of two Siple Coast ice streams, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B01302.
- Person M., Bense V., Cohen D., Banerjee A. 2012. Models of ice-sheet hydrogeologic interactions: a review. *Geofluids*, 12: 58–78.
- Phillips E.R., Evans D.J.A., van der Meer J.J.M., Lee J.R. 2018. Microscale evidence of liquefaction and its potential triggers during soft-bed deformation within subglacial traction tills. *Quaternary Science Reviews*, 181: 123-143.
- Phillips E., Everest J., Diaz-Doce D. 2010. Bedrock controls on subglacial landform distribution and geomorphological processes: Evidence from the Late Devensian Irish Sea Ice Stream. *Sedimentary Geology*, 232: 98-118.
- Piechota A.M., Piotrowski J.A. 2010. Drenaż subglacjalny łądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego. *Landform Analysis*, 13: 91-106.
- Piotrowski A., Pisarska-Jamroży M., Schlaak N., Brose F., Juschus O., Przybylski B., Relisko-Rybak J., Sydor P., Krzymińska J. 2012. Wysoczyzna Pojezierza Myśluborskiego i dolina Dolnej Odry w okolicy Cedyni. [W:] *Stratygrafia Plejstocenu Polski „Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry”*, Cedynia 3-7.09.2012: 14-34.
- Piotrowski J.A. 1994. Tunnel-valley formation in north-west Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89: 107-141.
- Piotrowski J.A. 1997a. Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys, and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews*, 16: 169-185.
- Piotrowski J.A. 1997b. Subglacial groundwater flow during the last glaciation in north-western Germany. *Sedimentary Geology*, 111: 217-224.
- Piotrowski J.A. 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. [W:] Knight P.G. (red.) *Glacier Science and Environmental Change* (pp. 50-59). Oxford: Blackwell.
- Piotrowski J.A., Hermanowski P., Piechota A.M. 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 481-492.
- Piotrowski J.A., Kraus A. 1997. Response of sediment to ice sheet loading in north-western Germany: effective stresses and glacier bed stability. *Journal of Glaciology*, 43: 495-502.
- Piotrowski J.A., Larsen N.K., Junge F.W. 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews*, 18: 737–751.
- Provost A.M., Voss C.I., Neuzil, C.E. 2012. Glaciation and regional groundwater flow in the Fennoscandian shield. *Geofluids*, 12: 79-96.
- Przybylski B. 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286-296.
- Punkari M. 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 16: 741-753.
- Rachlewicz G. 2001a. Characteristics of the till/fluvioglacial substratum contact. [W:] *Drumlins: The Unsolved Problem*, Piotrowski J.A., Wysota W. (red.). Nicholas Copernicus University: Toruń; 83-85.
- Rachlewicz G. 2001b. Deformations of deposits at the slope of a drumlinoid form. [W:] *Drumlins: The Unsolved Problem*, Piotrowski J.A., Wysota W. (red.). Nicholas Copernicus University: Toruń; 81-82.
- Rattas M., Piotrowski J.A. 2003. Influence of bedrock permeability and till grain size on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an east-Baltic Weichselian ice stream. *Boreas*, 32: 167-177. doi:10.1080/03009480310001849
- Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B. 2011. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 333: 1427-1430.
- Rinterknecht V.R., Braucher R., Böse M., Bourlès D., Marcier J-L. 2012. Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 44: 89-95.
- Ross M., Campbell J.E., Parent M., Adams R.S. 2009. Palaeo-ice stream and the subglacial landscape mosaic of the North American mid-continental prairies. *Boreas*, 38, 421-439.
- Rychel J., Morawski M. 2017. Postglacial morpholineaments as an indicator of ice sheet dynamics during the Saale Glaciation in the Białystok Plateau and Sokółka Hills (NE Poland). *Geological Quarterly*, 61: 334-349. doi:10.7306/gq.1352
- Shaw J. 1994. Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosion. *Sedimentary Geology*, 91: 269-283.
- Smalley I.J., Unwin D.J. 1968. The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields. *Journal of Glaciology*, 7: 377-390.
- Smith A.M., Murray T. 2009. Bedform topography and basal conditions beneath a fast-flowing West Antarctic ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 28: 584-596.

- Smith M.J., Clark C.D. 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 885-900.
- Siegert M.J., Kulesa B., Bougamont M., Christoffersen P., Key K., Andersen K.R., Booth A.D., Smith A.M. 2017. Antarctic subglacial groundwater: a concept paper on its measurement and potential influence on ice flow. *Geological Society, London, Special Publications*, 461. <https://doi.org/10.1144/SP461.8>
- Spagnolo M., Clark C.D., Ely J.C., Stokes C.R., Anderson J.B., Andreassen K., Graham A.G.C., King E.C. 2014. Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset *Earth Surface Processes and Landforms*, 39: 1432–1448.
- Spagnolo M., Clark C.D., Hughes A.L.C. 2012. Drumlin relief. *Geomorphology*, 153-154: 179-191.
- Spagnolo M., Phillips E., Piotrowski J.A., Rea B.R., Clark C.D., Stokes C.R., Carr S.J., Ely J.C., Ribolini A., Wysota W., Szuman I. 2016. Ice stream motion facilitated by a shallow-deforming and accreting bed. *Nature Communications*, 7: 10723, doi:10.1038/ncomms10723.
- Stokes C.R., Clark C.D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1437-1457.
- Stokes C.R., Clark C.D. 2002. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31: 239-249.
- Stokes C.R., Fowler A.C., Clark C.D., Hindmarsh R.C.A., Spagnolo M. 2013a. The instability theory of drumlin formation and its explanation of their varied composition and internal structure. *Quaternary Science Reviews*, 62: 77-96.
- Stokes C.R., Spagnolo M., Clark C.D., Ó Cofaigh C., Lian O.B., Dunstone R.B. 2013b. Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. Size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews*, 77: 190-209.
- Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Strömberg B., Jansson K.N. 2016. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147: 91-121.
- Studing M., Bell R.E., Blankenship D.D., Finn C.A., Arko R.A., Morse D.L., Joughin I. 2001. Subglacial sediments: a regional geological template for ice flow in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 28: 3493-3496.
- Szuman I., Ewertowski M., Kasprzak L. 2013. Thermo-mechanical facies representative of fast and slow flowing ice sheets: the Weichselian ice sheet, a central west Poland case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124: 818–833.
- Tulaczyk S., Kamb W.B., Engelhardt H.F. 2000. Basal mechanics of Ice Stream B, West Antarctica. 1. Till mechanics. *Journal of Geophysical Research*, 105: 463-481.
- Tulaczyk S.M., Scherer R.P., Clark C.D. 2001. A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative treatment. *Quaternary International*, 86: 59-70.
- Tylman K., Piotrowski J.A., Wysota W. 2013. The ice/bed interface mosaic: deforming spots intervening with stable areas under the fringe of the Scandinavian Ice Sheet at Samplawa, Poland. *Boreas*, 42: 428-441.
- van der Meer J.J.M., Menzies J. 2011. The micromorphology of unconsolidated sediments. *Sedimentary Geology*, 238: 213-232.
- van der Meer J.J.M., Menzies J., Rose J. 2003. Subglacial till, the deformable glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1659-1685.
- Vannucchi P., Tobin H. 2000. Deformation structures and implications for fluid at the Costa Rica convergent margin, ODP Sites 1040 and 1043, Leg 170. *Journal of Structural Geology*, 22: 1087-1103.
- van der Wel N., Christoffersen P., Bougamont M. 2013. The influence of subglacial hydrology on the flow of Kamb Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118: 97-110.
- Vaughan D., Corr H.F.J., Smith A.M., Pritchard H., Shepherd A. 2008. Flow-switching and water piracy between Rutford Ice Stream and Carlson Inlet, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 54: 41-48.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Winsborrow M.C.M., Clark C.D., Stokes C.R. 2010. What control the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, 103: 45-59.
- Woldstedt P. 1931. Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 52: 59-67.
- Woźniak P.P., Czubla P. 2015. The Late Weichselian glacial record in northern Poland: A new look at debris transport routes by the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary International*, 386: 3-17, doi:10.1016/j.quaint.2015.01.014.

5. Informacja o osiągnięciach dydaktycznych, organizacyjnych oraz popularyzujących naukę lub sztukę.

Od 2010 roku jestem zatrudniony na Wydziale Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Moje średnie obciążenie dydaktyczne od czasu zatrudnienia wynosi 332 godz./rok. W okresie od początku zatrudnienia prowadziłem następujące zajęcia:

- Procesy glacialne (wykłady i laboratoria);
- Dynamika wód podziemnych (wykłady i laboratoria);
- Dynamika i modelowanie przepływu wód podziemnych (wykład i laboratoria);
- Hydraulika i hydrometria (wykłady i laboratoria);
- Geozagrożenia hydrogeologiczne i krasowe (wykłady i laboratoria);
- Gospodarka zasobami wodnymi (wykłady);
- Hydrogeologia (ćwiczenia terenowe);
- Hydrologia (wykłady);
- Hydrogeologia stosowana (wykłady i laboratoria);
- Hydrogeologia szczegółowa (laboratoria);
- Metody badań hydrogeologicznych (laboratoria);
- Ocena oddziaływania na środowisko (laboratoria);
- Ochrona wód i gospodarka wodno-ściekowa (laboratoria);
- Hydrogeologia (wykłady, laboratoria i ćwiczenia terenowe) – zajęcia prowadzone w ośrodku zamiejscowym UAM w Pile;
- Ochrona wód podziemnych i litosfery (laboratoria) – zajęcia prowadzone w ośrodku zamiejscowym UAM w Pile.

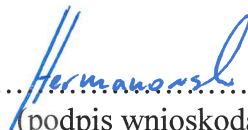
W ramach działalności dydaktycznej wypromowałem 13 magistrów, 16 licencjatów i 2 inżynierów. Dla studentów zagranicznych przygotowałem ofertę dwóch przedmiotów: Glacial Processes and Products i Groundwater and geological processes. Jestem także opiekunem sekcji Geologii Stosowanej działającej w ramach Koła Naukowego Geologów. W latach 2012-2017 byłem opiekunem roku dla kierunków Geologia i Geologia specjalność Gospodarka Zasobami Wodnymi i Mineralnymi.



6. Inne informacje dotyczące kariery zawodowej.

W celu podniesienia własnych kwalifikacji dydaktycznych ukończyłem kursy:

- Academic Teaching Excellence (organizowany przez British Council);
- Kurs języka angielskiego dla zaawansowanych (B1/B2 do C1);
- Pozyskiwanie informacji przestrzennej przy wykorzystaniu dronów;
- Aktorskie umiejętności emisji głosu jako innowacyjne narzędzie pracy nauczyciela akademickiego;
- Modelowanie przepływu wód podziemnych przy użyciu oprogramowania FEFLOW (organizowane przez DHI Niemcy);
- Metody znacznikowe w hydrologii i hydrogeologii.

.....  
  
.....  
(podpis wnioskodawcy)