





## ZAPIS PROCESÓW EKSTREMALNYCH PODCZAS RECESJI ŁĄDOŁODU WARCIAŃSKIEGO Z KOTLINY SIERADZKIEJ I PRZYLEGLYCH WYSOCZYZN

**Record of extreme processes during the recession of the Warta ice sheet (Late Saalian)  
from the Sieradz Basin and adjacent moraine plateaus**

ZBIGNIEW RDZANY<sup>1</sup> , MAŁGORZATA FRYDRYCH<sup>1</sup> , WOJCIECH WŁODARSKI<sup>2</sup> ,  
JACEK FORYSIAK<sup>3</sup> 

**Zarys treści.** Dolina środkowej Warty w Kotlinie Sieradzkiej oraz przyległe tereny wysoczyznowe podlegały w czasie recesji łańdolodu warty ekstremalnym procesom glacialnym i glaciofluwialnym (szarżom lodowcowym i powodziom glacialnym). W artykule przedstawiono dowody na występowanie procesów glacitektonicznych i powodzi glacialnych. Procesy te były ze sobą powiązane. Zwiększony drenaż wód subglacialnych podczas powodzi glacialnej miał wpływ na sprzężenie mechaniczne na kontakcie łańdolód-podłoże. Na skutek tego sprzężenia doszło do rozwoju deformacji glacitektonicznych. Mimo niewątpliwego zapisu wysokiej energii w obu przypadkach, umożliwiającego procesy erozyjne i transport dużych ilości wody roztopowej oraz materiału skalnego, ekspresja morfologiczna tych procesów jest umiarkowana. Szarże lodowcowe skutkowały powstawaniem moren pchniętych o formach niewielkich pagórków lub uformowaniem wysoczyzny falistej. Z kolei powodzie glacialne na obszarze zajętym przez lód i na przedpolu łańdolodu były odpowiedzialne za wytworzenie systemów głębokich rozcięć erozyjnych. Są jednak zamaskowane przez osady młodsze, głównie utwory fluwialne wistuliańskie i holocenijskie.

**Słowa kluczowe:** środkowa Polska, zlodowacenie warty, wysoczyzny morenowe, deformacje glacitektoniczne, wody roztopowe, dolina Warty, powódź lodowcowa

**Abstract.** The valley of the middle Warta River in the Sieradz Basin, as well as adjacent moraine upland plains, were subject to extreme glacial and glaciofluvial processes (glacial surges and glacial floods) during the recession of the Warta Glaciation (Late Saalian Glaciation). These processes had both local and regional extents. The article presents evidence of glaciotectionic processes and glacial floods. These processes were interconnected. Increased drainage of subglacial waters during glacial flooding influenced the mechanical coupling at the ice-substrate contact. As a result of this coupling, glaciotectionic deformations developed. Despite the undeniable evidence of high energy in both cases, enabling erosional processes and the transport of large quantities of meltwater and rock material, the morphological expression of these processes is moderate. Glacial surges resulted in the formation of push moraines with forms of small hills or merely shaping undulating uplands. On the other hand, glacial floods in the area covered by ice and in the foreland of the glacier were responsible for the creation of systems of deep erosional incisions. However, they are masked by younger sediments, mainly Vistulian and Holocene fluvial deposits.

**Key words:** central Poland, late Saalian glaciation, moraine plateaus, glaciotectionic deformations, meltwaters, the Warta valley, glacial flood

---

<sup>1</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: [zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl](mailto:zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl), ORCID: 0000-0002-9059-9904; e-mail: [malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl](mailto:malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl), ORCID: 0000-0001-8837-7416

<sup>2</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, Zakład Badań Paleogeologicznych, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: [wojtek@amu.edu.pl](mailto:wojtek@amu.edu.pl), ORCID: 0000-0002-6697-6845

<sup>3</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: [jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl](mailto:jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl), ORCID: 0000-0002-0084-4436

## Wprowadzenie

Odcinek doliny środkowej Warty określany jako Kotlina Sieradzka oraz przyległe tereny wysoczyznowe, co najmniej od półwiecza budzą duże zainteresowanie badaczy ze względu na przenikanie się śladów lądolodu transgredującego oraz zanikającego. W niniejszej pracy autorzy skoncentrowali uwagę na procesach ekstremalnych – glacialnych i glacialfluwalnych, które miały miejsce w czasie recesji lądolodu warty<sup>4</sup>. Są one tu zapisane w formach i osadach, niekiedy w sposób wyjątkowy czy rzadko spotykany w innych obszarach Niżu Polskiego.

Opisywany obszar charakteryzuje znaczne zróżnicowanie rzeźby terenu i osadów glacialnych, gdzie oprócz form dość powszechnie występujących na Niżu Polskim (wysoczyzny morenowe, moreny czołowe akumulacyjne, ozy, sandry, kemy i terasy kemowe), stwierdza się obecność rzadko spotykanych form rzeźby oraz struktur (na przykład głębokich rozcięć po powodziach lodowcowych, osadów ze skrajnie skoncentrowanych przepływów, deformacji glacitektonicznych, tekstur *openwork*). W szczególności stanowią one skutki dynamicznych transgresji lądolodu oraz katastrofalnych procesów glacialfluwalnych, których zaistnienie wykazywano już w pracach od ponad trzech dekad (Klatkova, Załoba 1992ab; Załoba 1996; Forysiak 2005; Klatkova i in. 2007; Rdzany 2009; Frydrych, Rdzany 2018; Włodarski i in. 2023).

Celem pracy jest przedstawienie wyników badań nad rekonstrukcją tych wyjątkowych zdarzeń glacialnych na tle przejawów dynamiki lądolodu, ze zwróceniem uwagi na możliwe powiązania procesów glacialnych i glacialfluwalnych – zarówno w aspekcie morfotwórczym, jak i sedymentacyjno-deformacyjnym.

W artykule przedstawiono wyniki badań wykorzystujące metody geologiczno-sedymentologiczne, tektoniczne i geomorfologiczne. Przeprowadzono badania tekstury, głównie uziarnienia, obróbki ziaren kwarcu (0,5–1,0 mm), pomiary orientacji klastów, badania struktur sedymentacyjnych, ze szczególnym uwzględnieniem analiz architektury osadów metodą Mialla (1978) w modyfikacji Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012); użyto metod analizy tektonicznej; przeanalizowano dane z wierceń i przekrojów geologicznych, istniejące mapy geologiczne, regionalne prace geologiczne i geomorfologiczne. Wykorzystano

także metody i materiały teledetekcyjne oraz cyfrowe modele wysokościowe. Aby lepiej naświetlić kontekst regionalny opisywanych przypadków w obszarach testowych, sporządzono mapę geomorfologiczną otoczenia Kotliny Sieradzkiej według *Założeń...* (2021), po ich odpowiedniej modyfikacji (rys. 1).

Analizą objęto odcinek doliny Warty, który stanowi przeważającą część mezoregionu Kotliny Sieradzkiej oraz towarzyszące jej fragmenty sąsiednich wysoczyzn: Tureckiej i Łaskiej (Solon i in. 2018; rys. 2). Szczegółowe badania sedymentologiczne i strukturalno-tektoniczne skoncentrowano na odcinkach klifu Zbiornika Jeziorsko od Brodni na południu po Siedlątków na północy, a na terenie przyległych wysoczyzn przeprowadzono badania rekonesansowe i uzupełniające (między innymi w Chabierowie).

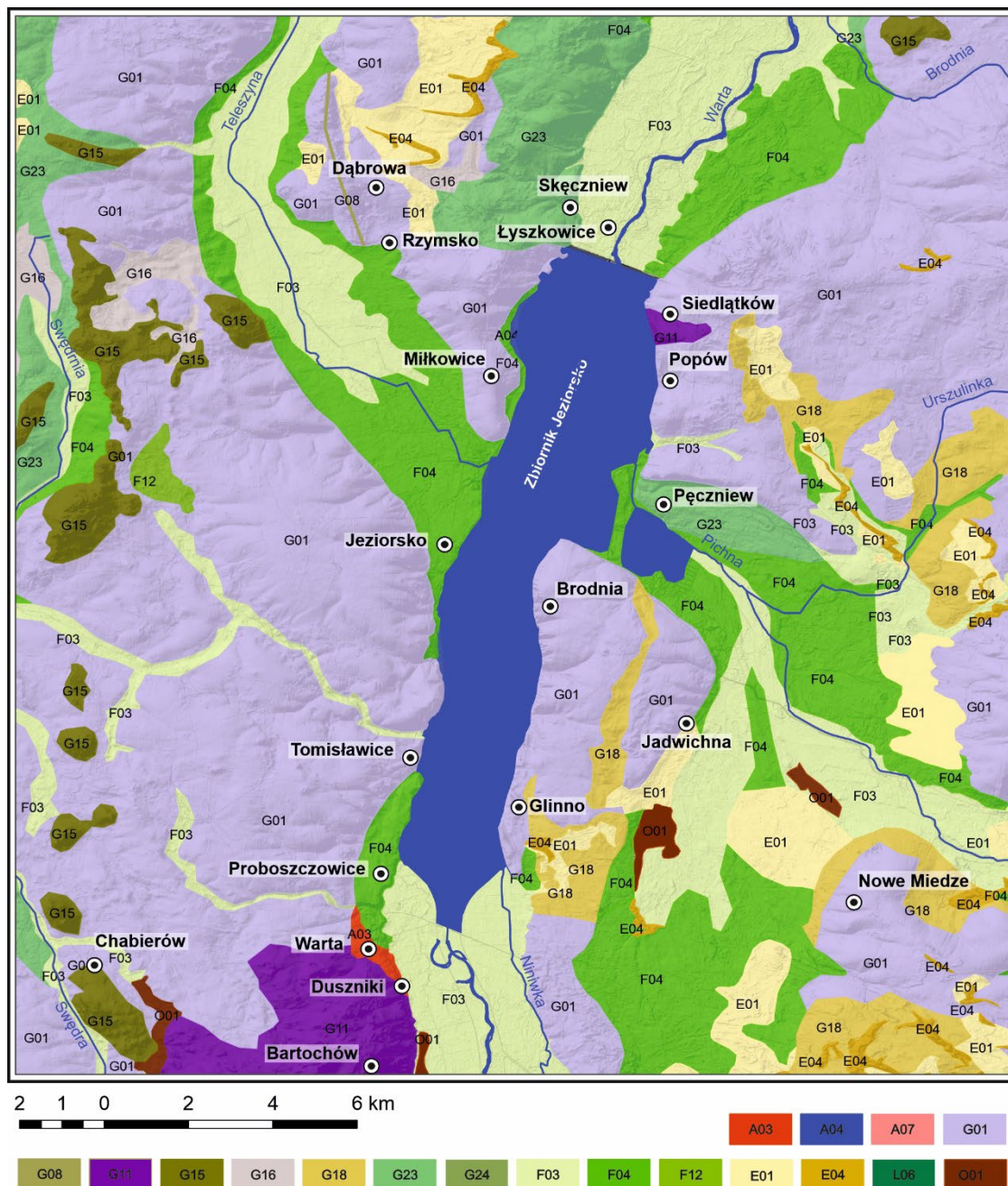
## Przebieg zlodowacenia warty w zlewni środkowej Warty ze szczególnym uwzględnieniem okresu etapowej deglacjacji

Analizowany teren po raz ostatni objęty był lądolodem w czasie zlodowacenia warty. Natomiast lądolód zlodowacenia wisły osiągnął maksymalny zasięg 45–50 km na N i NW od stanowiska w Siedlątkowie, po okolice Koła i Konina (Marks i in. 2022).

Transgresja lądolodu warty w jego głównym nasunięciu pozostawiła w analizowanej części zlewni Warty z reguły jeden pokład gliny lodowcowej o znacznej ciągłości i miąższości, wahającej się zwykle w granicach 3–15 m. Lokalnie spotyka się dwie warstwy gliny, rozdzielone powierzchnią erozyjną lub osadami żwirowo-piaszczystymi. Głina warciańska leży na glinach starszych zlodowaceń (odry i sanu), osadach glacialfluwalnych, a miejscami bezpośrednio na stropie utworów kredy górnej. Jest w wielu miejscach doliny Warty oraz w jej sąsiedztwie rozcięta, nawet do podłoża kredowego (Krzemiński 1974; Forysiak 2005; rys. 3).

Prześledzony w różnokierunkowo biegnących przekrojach czwartorzędu pokład gliny lodowcowej warciańskiej jest wyraźnie falisty, często współkształtny ze stokami, a jednocześnie „oblekający” kopalne obniżenia i elewacje terenu (rys. 3, 4). Przy tym w wielu miejscach leży bezpośrednio na glinach starszych. Świadczy to

<sup>4</sup> Autorzy stosują w niniejszej pracy termin „zlodowacenie warty” w sensie glacialogicznym, to jest indywidualizującej się w skali ponadregionalnej transgresji i recesji lądolodu bez odniesienia do rangi klimatostratygraficznej (stadiał, glacial)



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny (wg Rdzanego i in. 2024)

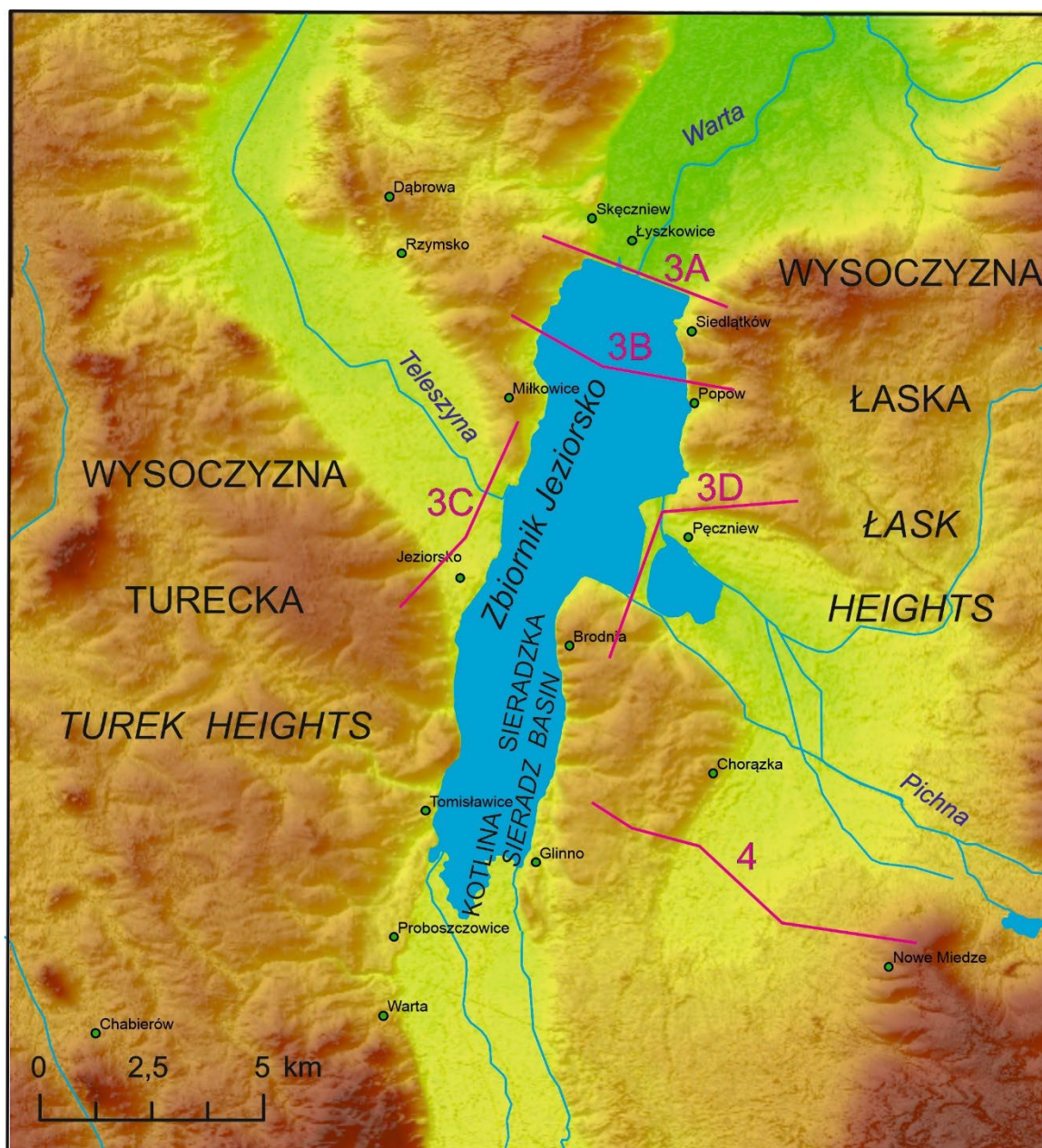
Sygnatury według *Założeń...* (2021), zmodyfikowane: A03 – zrównanie antropogeniczne, A04 – antropogeniczny zbiornik wodny, A07 – zwałowiska, G01 – wysoczyzna morenowa, G08 – oz, G11 – morena czołowa, G15 – kemy, terasy kemowe, G16 – zagłębienie wytopiskowe, G18 – równina sandrowa, szlak sandrowy, G23 – terasa pradolina, G24 – równina zastoiskowa, F03 – terasa zalewowa, F04 – terasa nadzalewowa, F12 – równina proluwialna, E01 – równina eoliczna, E04 – wydmy ustabilizowane, L06 – równina pojezierna, O01 – równina biogeniczna.

Zasięgi form wg SMGP, arkusze: 587 (Czyż i in. 2004, 2008), 588 (Kamiński, Forsyjak 2008; Forsyjak, Kamiński 2011), 624 (Klatkowska, Załoba 1992ab), 625 (Klatkowska i in. 1999, 2007), 661 (Ziomek, Baliński 2007, 2008), 662 (Bezkowska 1993, 1995), uproszczone i zmodyfikowane. Mezoregiony według Solona i in. (2018)

Geomorphological sketch (based on Rdzany *et al.* 2024).

Signatures by *Założeń...* (2021), modified: A03 – anthropogenic flat, A04 – anthropogenic water reservoir, A07 – dumps, G01 – moraine plateau, G08 – esker, G11 – terminal moraine, G15 – kames, kame terraces, G16 – melting basin, G18 – outwash plain, outwash trail, G23 – ice-marginal valley terrace, G24 – ice dammed lake plain, F03 – floodplain terrace, F04 – high terrace, F12 – proluvial plain, E01 – aeolian plain, E04 – stabilized dunes, L06 – lacustrine plain, O01 – biogenic plain.

Form ranges according to SMGP, sheets: 587 (Czyż *et al.* 2004, 2008), 588 (Kamiński, Forsyjak 2008; Forsyjak, Kamiński 2011), 624 (Klatkowska, Załoba 1992ab), 625 (Klatkowska *et al.* 1999, 2007), 661 (Ziomek, Baliński 2007, 2008), 662 (Bezkowska 1993, 1995), simplified and modified. Mesoregions according to Solon *et al.* (2018)



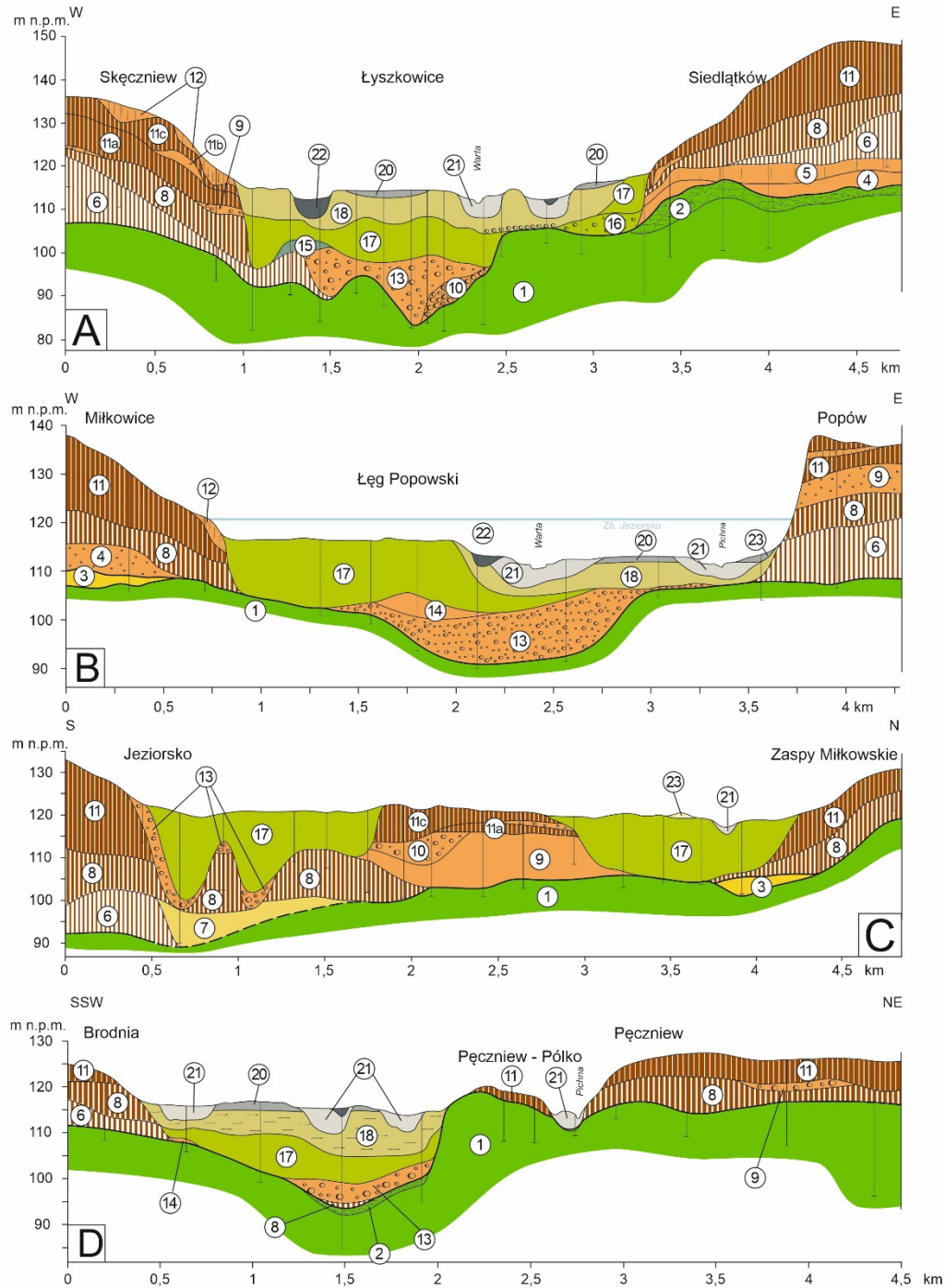
Rys. 2. Rzeźba obszaru północnej części doliny środkowej Warty  
Zaznaczono miejscowości wymienione w tekście; liniami zaznaczono przebieg przekrojów geologicznych przedstawionych na rys. 3 i 4

Landforms of the northern part of the middle Warta valley  
Places mentioned in the text are marked; the lines mark the geological cross-sections shown in Figs 3 and 4

o tym, że w młodszej części plejstocenu środkowego oraz w plejstocenie górnym, generalny układ form wypukłych i rozdzielających je obniżen i form był podobny. Analogiczne wnioski pojawiały się w trakcie badań różnych części zlewni środkowej Warty już wcześniej (Krzemiński 1974; Forsytek 2005). Współkształtność elementów powierzchni współczesnej i paleopowierzchni późnoczwartorzędowych, a nawet nawiązywanie do konfiguracji stropu kredy o uwarunkowaniach

erozyjnych i tektonicznych wskazują na istotny wpływ konfiguracji podłoża podczwartorzędowego na przebieg glacialnych procesów sedymentacyjnych.

Glina warciańska leży w północnej części badanego obszaru oraz w sąsiadującej od północy Kotlinie Kolskiej na średniej wysokości około 100 m n.p.m., w okolicach Siedlątkowa na wysokości 120–150 m n.p.m., a na południe od Strońska (w południowej części Kotliny Sieradzkiej

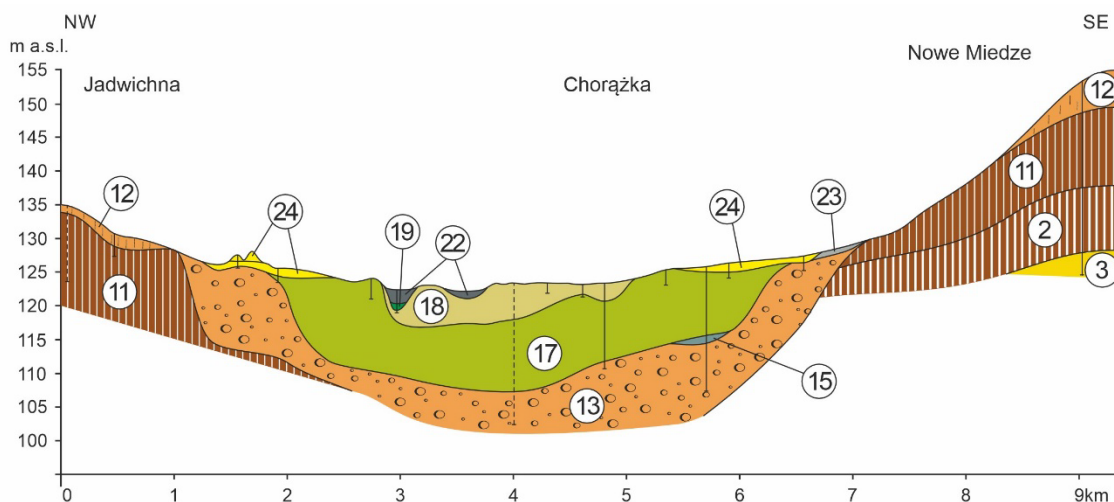


Rys. 3. Przekroje geologiczne przez dolinę Warty (Forysiak 2005, zmienione)

kreda: 1 – opoki, margle, wapień, 2 – rumosz wapienny; neogen: 3 – muły, muły piaszczyste; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 4 – piaski i żwiry glacialne, 5 – piaski gliniaste, lodowcowe, 6 – glina lodowcowa, 7 – piaski glacialne; kompleks środkowopolski: 8 – glina lodowcowa (odra), 9 – żwiry i piaski glacialne, 10 – żwir z otoczkami, 11a, 11c – glina lodowcowa, 11b – piasek (warta), 12 – piaski gliniaste, lodowcowe, 13 – piaski i żwiry glacialne, 14 – piaski z domieszką żwirów glacialne, 15 – muły rozlewiskowo-jeziorne; vistulian: 16 – piaski z domieszką żwirów, rzeczne, 17 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 18 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułów organicznych, rzeczne, 19 – gytja; holocen: 20 – namuły i mady piaszczyste, 21 – piaski z namułami, rzeczne, 22 – torfy, 23 – muły i piaski deluwialne, 24 – piaski eoliczne

Geological cross-sections of the Warta River valley (Forysiak 2005, modified)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone, 2 – limestone rubble; Neogene: 3 – mud; Quaternary, Elsterian Glaciations: 4 – glaciofluvial sand and gravel, 5 – clayey sand, 6 – till, 7 – glaciofluvial sand; Saalian Glaciations: 8 – till, (Odranian), 9 – glaciofluvial gravel and sand, 10 – gravel with pebbles, 11a, 11c – till, 11b – sand (Wartanian), 12 – sandy till, 13 – glaciofluvial sand and gravel, 14 – glaciofluvial sand, 15 – silt; Vistulian: 16 – fluvial sand with silt, 17 – medium- and fine-grained fluvial sand, 18 – medium- and fine-grained sands with organic silt inserts, fluvial; 19 – gyttja; Holocene: 20 – sandy mud, 21 – fluvial sands with mud, 22 – peat, 23 – deluvial silt and sand, 24 – aeolian sand



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez dolinę Pichny  
Objaśnienia – jak do rys. 3

Geological cross-sections of the Pichna River valley  
Explanations – as in Fig. 3

w sąsiedztwie doliny Warty osiąga 170–180 m n.p.m., co świadczy o ogólnej tendencji przemieszczania się lądolodu warciańskiego po stoku nachylonym przeciwnie do kierunku jego nasunięcia. Na odcinku około 50 km, pomijając lokalne deniwelacje, różnica wysokości w kierunku południowym osiąga często 80–100 m. Taka prawidłowość ogólnego nachylenia dotyczy również starszych warstw plejstocenu, jak też zarysu stropu mezozoiku. Dowodzi to także tego, że w czasie transgresji prąd lodowy wykorzystywał istniejące prewarciańskie obniżenie typu dolinowego na odcinku południowym dzisiejszej doliny Warty. Stwierdzone zarówno w odsłonięciach klifu jeziornego w Siedlątkowie i Popowie, jak i w różnych przekrojach i profilach geologicznych rozcięcia gliny warciańskiej i innych starszych osadów plejstoceńskich świadczą o zaistnieniu na różnych liniach przepływu głębokiej erozji wgłębnej warciańskich wód roztopowych, które mogły powstać zarówno jeszcze w czasie glacjacji, jak i deglacjacji (rys. 3, 4). Występowanie powierzchni erozyjnych i serii żwirowych o miąższości często w granicach 5–10 m zawierających wielkokalibrowe otoczaki wskazuje na duże znaczenie procesów katastrofalnych typu powodzi glacialnych zarówno w uformowaniu rzeźby terenu, jak i osadów. Takie ślady silnej erozji występują w północnej części Kotliny Sieradzkiej i w jej otoczeniu w dużym zakresie pozycji hipsometrycznej – od około 90 m n.p.m. do około 130 m n.p.m. (rys. 3, 4). W zasięgu doliny Warty i dolin drugorzędnych występują także ślady erozji wytworzone już postglacialnie – powstałe w wyniku erozji rzek eemskich i vistuliańskich.

Jak wynika z wcześniejszych badań (m. in.: Klatkowej 1972; Krzemińskiego 1974), zanik lądolodu warty w lobie Warty (a szerzej w lobie południowo-wielkopolskim) odbywał się etapowo. W wielu miejscach osiowej części zlewni Warty miał miejsce zanik arealny, jednakże dochodziło w tym czasie do ponownych nasunięć lądolodu. W sąsiedztwie Kotliny Sieradzkiej ślady ponownego nasunięcia, podkreślone między innymi zaburzeniami glacitektonicznymi, występują zarówno na zachód od osi doliny Warty (Klatkowa, Załoba 1992ab; Rdzany 2009), czyli w obrębie tak zwanych Pagórków Warciańskich (między Dusznikami a Bartochowem na odcinku około 5–6 km), jak i w jej części wschodniej (na odcinku 1–2 km wzdłuż linii Siedlątków–Popów–Pęczniew).

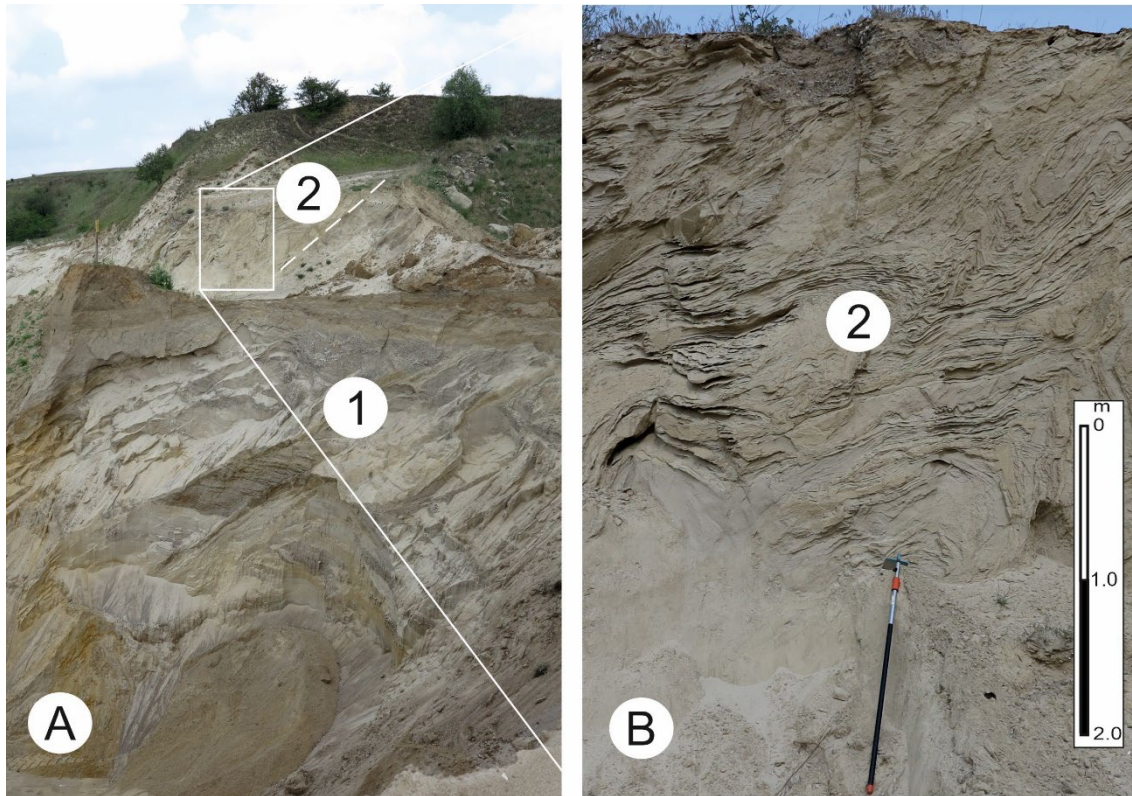
W niniejszym opracowaniu przedstawiono zapis lokalnej transgresji na tym obszarze na przykładzie stanowiska Chabierów, położonego na zachód od Kotliny Sieradzkiej oraz czterech stanowisk na brzegu klifowym Zbiornika Jeziorisko w Siedlątkowie – na granicy kotliny z Wysoczyzną Łaską.

### **Chabierów (Wysoczyzna Turecka) – – przykład formy złożonej morenowo-kemowej**

Zapis lokalnego nasunięcia lądolodu w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Tureckiej stwierdzono między innymi w Chabierowie (rys. 2), w strukturze formy uznanej w kilku pracach jako kem (Klatkowa, Załoba 1992ab; Jaksa 2006; Włodarski, Jaskulski 2009). Odsłonięcia jej

części północno-zachodniej w 2015 roku ukazywały jednak – oprócz struktur typowych dla kemów – także silnie zaburzenia trzonu formy, zarówno nieciągłe, w postaci ponasuowanych łusek i pakietów osadów żwirowo-piaszczystych, jak i ciągle w mułowo-piaszczystych osadach glacialimnicznych. Wywołane zostały naciskiem z sektora północnego i północno-zachodniego. Na tych utworach leżą glacialifluwalne osady kemu (rys. 5), z lokalnymi zaburzeniami o charakterze grawita-

cyjnym, związanymi z kompaktacją materiału i małymi osunięciami przy wyciętych pod koniec sedymentacji glacialifluwalnej i glacialimnicznej w korytach erozyjnych. Stwierdzone tu także struktury diapirowe z zawansowanej deglacjacji, przebijające osady kemowe, które mogły wywołać głównie spękania i uskoki związane z ekstensją materiału w ich sąsiedztwie, co udokumentowali Włodarski i Jaskulski (2009).



Rys. 5. Chabierów. Zaburzenia trzonu formy o budowie złożonej, morenowo-kemowej (fot. Z. Rdzany 2015)

A – widok ogólny w kierunku NE na strefę zaburzoną o charakterze kopalnej moreny pchniętej. Prostokątem oznaczono pozycje zaburzonych osadów glacialimnicznych przedstawionych na fot. B.

- 1 – piaszczysto-żwirowe osady glacialifluwalne o dominacji zaburzeń nieciągłych,
- 2 – osady mułowo-piaszczyste glacialimniczne silnie sfałdowane

Chabierów. Disturbances in the core of the complex moraine-kame formation

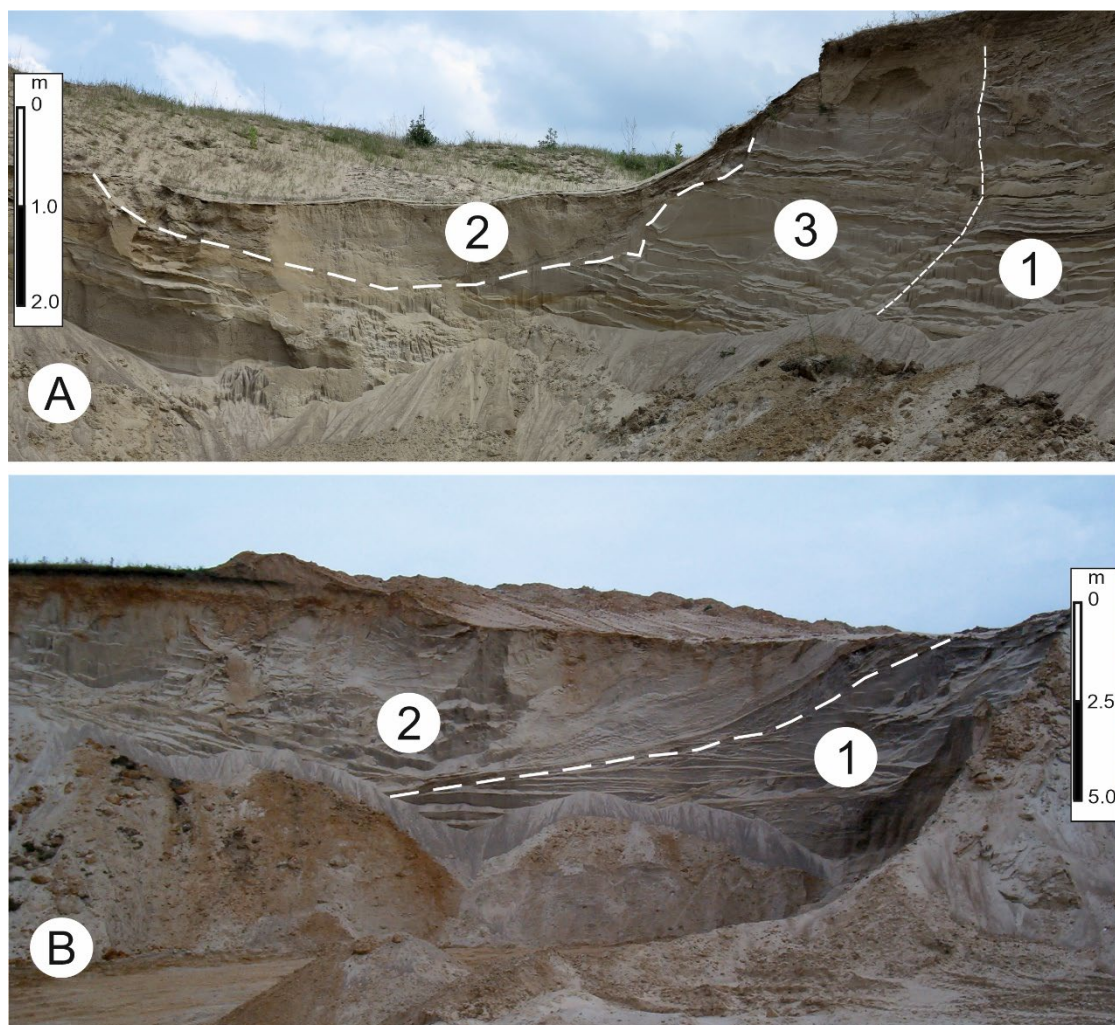
A – general view towards the NE of the disturbed zone in the form of a fossil thrust moraine.

The rectangle marks the positions of disturbed glacialimnic deposits, shown in Photo B.

- 1 – sandy-gravel glaciofluvial deposits dominated by discontinuous disturbances,
- 2 – mud-sandy glacialimnic deposits, strongly folded

W litologii osadów kemu w Chabierowie ponad trzonem zaburzonym występuje ogólnie niewielkie zróżnicowanie zapisu procesów sedymentacji glacialifluwalnej. Według Jaksy (2006) dolną część profili charakteryzuje sedymentacja w szerokich i płytkich proksymalnych korytach roztokowych (litofacje Sh, Gm), która wyżej ustępuje depozycji o znacznie mniejszej wydolności transportowej (Sh, SGh). Występowanie litofacji FSh świadczy o zatrzymywaniu przepływu i sedymentacji z dekantacji materiału zawiesinowego.

Autor ów wspomina także o strukturach erozyjnych (GSe). Zwracają jednak uwagę ślady silnej erozji w górnej części formy, które mogą być interpretowane jako skutki gwałtownych przepływów wód roztopowych rozcinających osady do głębokości od 1 m do około 8 m i na szerokość co najmniej 50 m (rys. 6). Kanalizowanie się przepływu mogło być spowodowane nagłym obniżeniem się lokalnej bazy erozyjnej w wyniku postępu deglacjacji.



Rys. 6. Chabierów. Koryta erozyjne rozcinające najwyższe części osadów kemowych (fot. Z. Rdzany, A – 2015, B – 2007)

- 1 – piaski glaciofluwialne szerokich płaskodennych koryt roztokowych o przewadze litofacji Sh,  
 2 – osady wypełniające koryta erozyjne (Sm, Sh, Sl?),  
 3 – osady zaburzone grawitacyjnie w wyniku osuwania brzegów koryta

Chabierów. Erosion channels cutting the highest parts of kame deposits

- 1 – glaciofluvial sands of wide, flat-bottomed braided channels with predominance of Sh lithofacies,  
 2 – sediments filling erosion channels (Sm, Sh, Sl?),  
 3 – sediments disturbed by gravity as a result of landslides of the channel edges

## Budowa geologiczna zachodniej części Wysoczyzny Łaskiej w odsłonięciach między Siedlątkowem a Brodnia

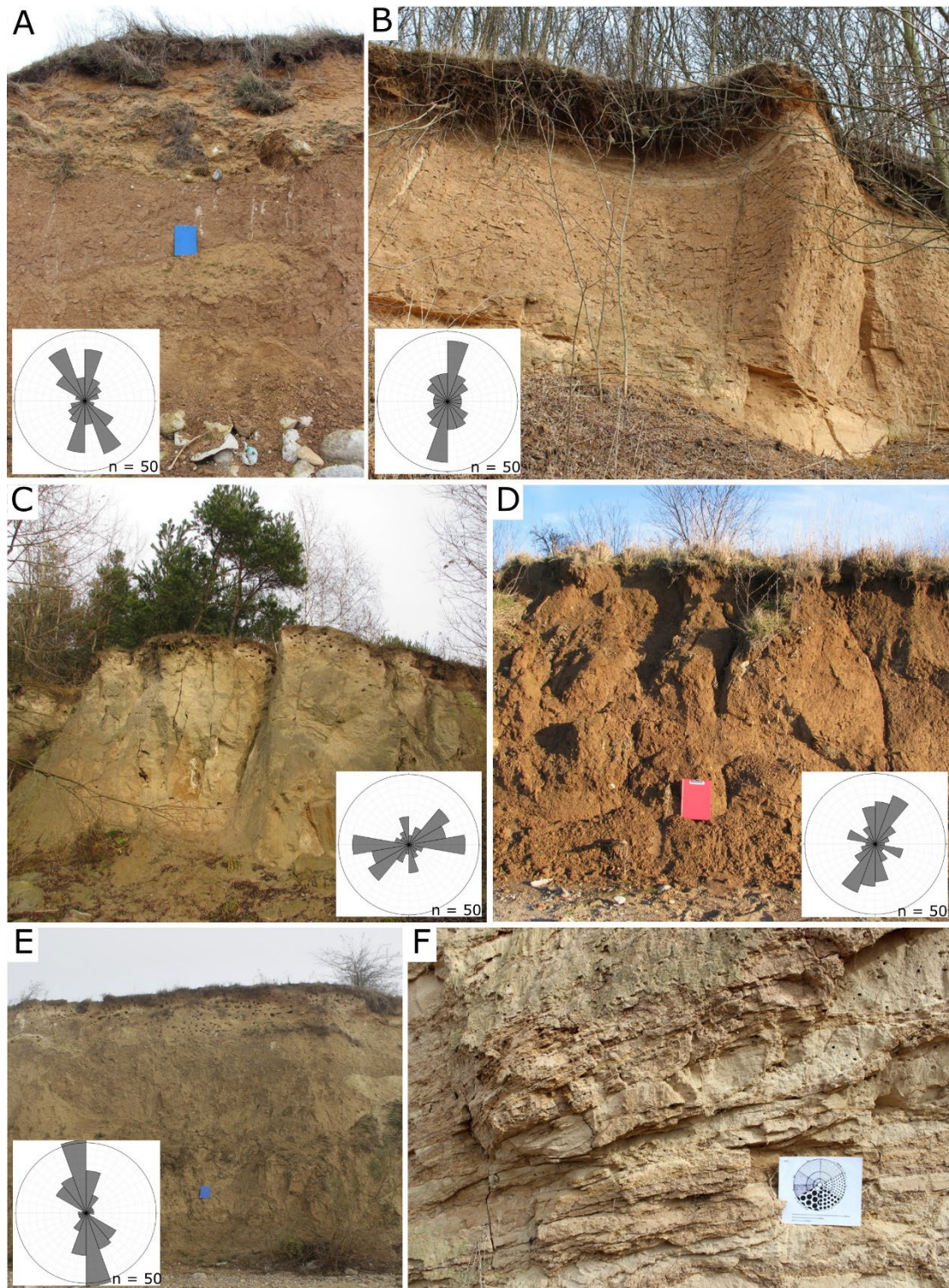
### Osady glacialne (stanowiska Siedlątków 1–4, Popów i Brodnia)

Wzdłuż wschodniego klifowego wybrzeża Zbiornika Jeziorsko, osiągającego maksymalną wysokość 10–12 m, na odcinku Siedlątków–Popów oraz na południe od Pichny we wsi Brodnia odsłaniają się osady zlodowacenia warty, zdominowane przez różnego rodzaju diamiktony. Są one inter-

pretowane przez autorów głównie jako gliny lodowcowe o zróżnicowanej genezie: z odłożenia, wytopiskowe i spływowe. W klifie odsłaniają się także osady glacialne od ilów warwowych po piaski. Zróżnicowanie litologiczne wymienionych osadów wynika z ich sedimentacji głównie w warunkach glacialnych (m.in. Klatkowska, Załoba 1991; Załoba 1993; Klatkowska 1996; Frydrych 2013).

Zróżnicowanie utworów diamiktonowych, dominujących we wszystkich odcinkach klifu – w tym w opisywanych w dalszej części pracy stanowiskach od S1 do S4 w Siedlątkowie przedstawia rysunek 7. Gliny przedstawione na rysunkach 7A, B, D i E wykazują monomodalny roz-





Rys. 7. Diamiktony odsłaniające się w klifie Zbiornika Jeziorsko w Siedlątkowie, Popowie i Brodni  
 A – Siedlątków – diamikton masywny w stanowisku S1, B – Siedlątków, diamikton masywny pokrywający warstwę mułów pomiędzy stanowiskiem S2 i S3, C – Siedlątków – osuwisko w diamiktonie masywnym w pobliżu stanowiska S4, D – Popów, diamikton masywny, E – Brodnia, diamikton masywny o największej miąższości odnotowanej w klifie Zbiornika Jeziorsko, F – Siedlątków, przewarstwienia i soczewki piaszczyste w spągu diamiktonu (fot. M. Frydrych 2012, 2013, 2014)  
 Diagramy rozetowe na fotografiach od A do E przedstawiają orientację dłuższych osi klastów w diamiktonach

Diamictons exposed in the cliff of the Jeziorsko Reservoir in Siedlątków, Popów and Brodnia  
 A – Siedlątków – massive diamicton in site S1, B – Siedlątków, massive diamicton covering the silt layer between sites S2 and S3,  
 C – Siedlątków – landslide in the massive diamicton near site S4, D – Popów, massive diamicton, E – Brodnia, massive diamicton  
 of maximal thickness recorded in the cliff of the Jeziorsko Reservoir,  
 F – Siedlątków, interbeds and sand lenses in the bottom of the diamicton  
 Rose diagrams in photos A to E show the orientation of the longer axes of clasts in diamicton



Rys. 8. Położenie stanowisk S1-S4 w klifie Zbiornika Jeziorsko  
(*fol. M. Kossowski 2023*)

Location of S1-S4 sites along the Jeziorsko Reservoir cliff near Siedlątków site

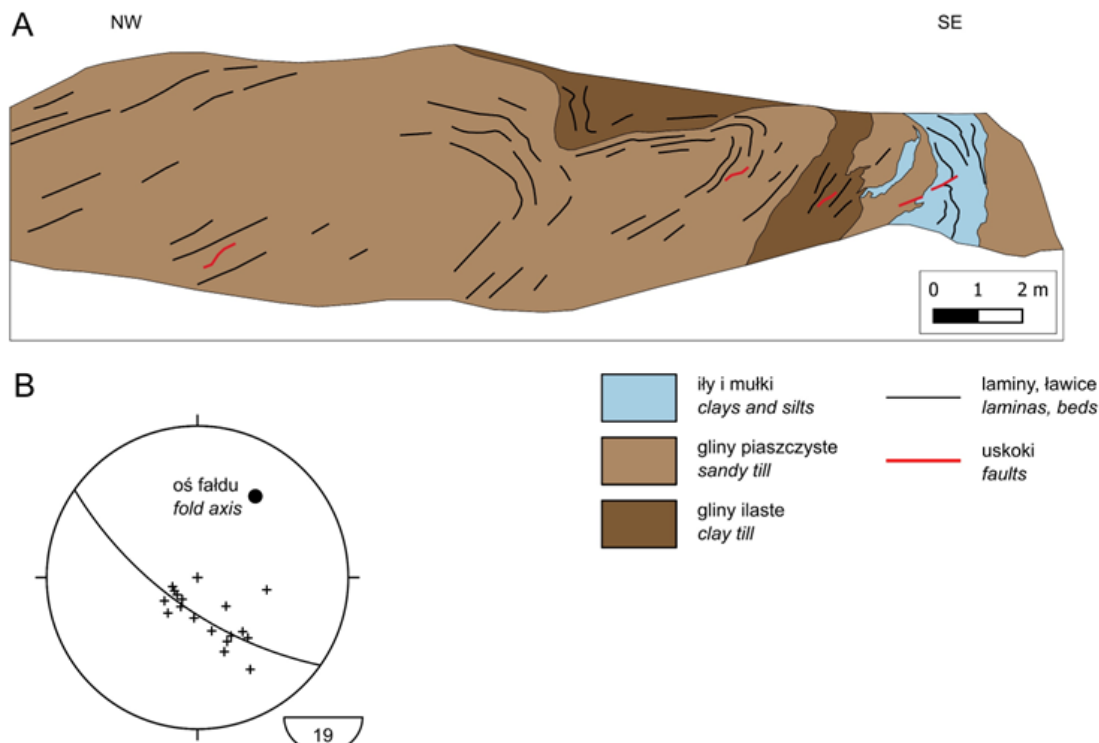
kład osi długich klastów i orientację podłużną związaną z transportem glacialnym odbywającym się południkowo z niewielkimi odchyleniami. Miejscami wykazują zaburzenia glacitektoniczne opisane w następnym podrozdziale. W przypadku diamiktonu piaszczystego o miąższości dochodzącej do 10 m, lecz obserwowanego na odcinku około 50 m w sąsiedztwie stanowiska S4 (rys. 7C), stwierdzono w przybliżeniu równoleżnikowy kierunek osi większości klastów. W tym przypadku można przypuszczać, że jest to efekt stosunkowo dużego lokalnego wpływu kohezyjnego materiału diamiktonowego lub silnego deformacyjnego spiętrzenia gliny lodowcowej. Materiał diamiktonowy mógł ulegać miejscami także wtórnym procesom deformacyjnym, zarówno związanym z naciskiem glacitektonicznym, jak i z niestępnym układem gęstościowym.

Charakterystycznymi utworami występującymi w odsłonięciach klifu są osady żwirowo-głazowo-piaszczyste, miejscami głazowo-żwirowe, o cechach pośrednich między utworami glaci-fluwalnymi a splywami, występujące w stanowiskach od S1 do S4. Autorzy interpretują je jako utwory glaci-fluwalne związane ze zdarzeniami katastrofalnych wezbrań (Frydrych, Rdzany

2018). Wszystkie typy osadów są w 800-m odcinku północnym (od stanowiska S1 do S4) w Siedlątkowie wielkoskalowo zdeformowane glaci-tektonicznie (rys. 8). Stwierdzenie powiązania geometrycznego między tymi dwoma typami osadów było już wcześniej podstawą uznania ich powiązania wiekowego (Włodarski i in. 2023). Zagadnienie to jest przedmiotem rozważań w dwóch kolejnych podrozdziałach.

### Struktury deformacyjne (stanowiska Siedlątków 1–4)

Zapis sedymentologiczno-strukturalny nasunięcia lądolodu warty „subfazy neru” można prześledzić w klifie Zbiornika Jeziorsko w Siedlątkowie, na południe od zapory bocznej (rys. 8), gdzie zidentyfikowano między innymi struktury moreny pchniętej (*push moraine*). Pod względem morfologicznym morena ta dość słabo wyodrębnia się na tle pagórkowatej rzeźby terenu Wysoczyzny Łaskiej (Włodarski i in. 2023). W klifie o wysokości maksymalnej 11 m odstawiają się osady pochodzące głównie ze zlodowacenia warty, a lokalnie również osady starszych zlodowaceń.



Rys. 9. Sfałdowane warstwy i uskoki w stanowisku S1

A – fotoszkic profilu

B – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji

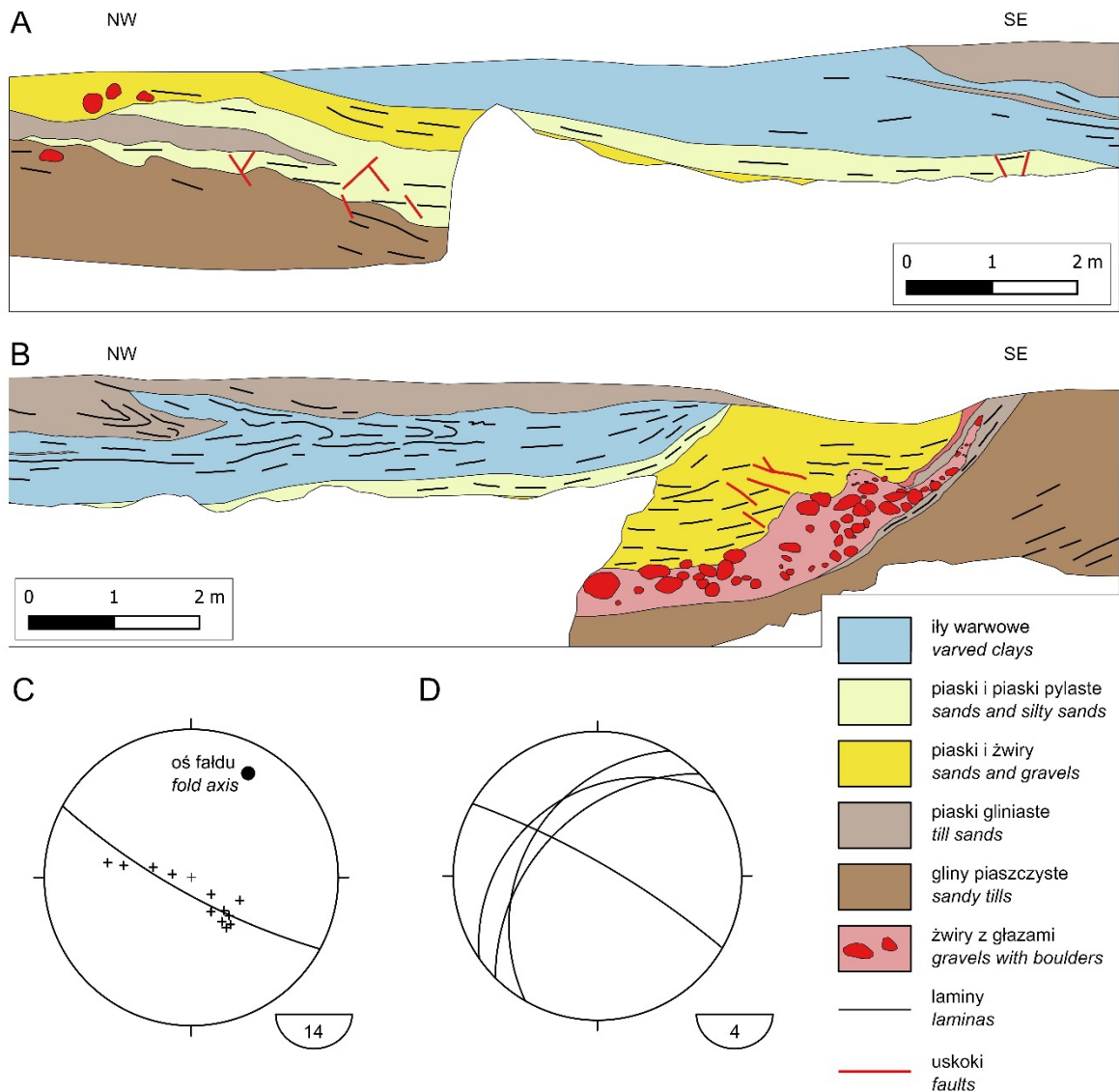
Folded strata and faults in site S1

A – photo-sketch of the profile

B – stereographic plot of poles to bedding and lamination

Deformacje glacitektoniczne są reprezentowane przez zespół fałdów o wergencji SE i towarzyszące im uskoki. Najbardziej proksymalny fałd odsłania się w stanowisku S1. Jest to antyklina obalona (rys. 9), zbudowana głównie z warstw gliny lodowcowej, a podrzędnie z laminowanych iłów i mułów. Oś tej antykliny ma przebieg NE-SW i jest nachylona pod kątem  $23^\circ$ , co wskazuje, że nie jest to struktura cylindryczna (rys. 9B). W obrębie skrzydła przedniego antykliny, na kontakcie iłów i mułów z warstwą gliny,

występują połogo nachylone uskoki nasuwcze. Uskoki te powstały w późnym etapie deformacji, w którym rozwijająca się antyklina przybierała postać struktury o coraz to większej asymetrii, a następnie przeszła transformację do struktury obalonej. Niewykluczone, że niektóre spękania o geometrii spłaszczenie-rampa-spłaszczenie, występujące w obrębie glin lodowcowych, mogą stanowić zapis zróżnicowanych odkształceń związanych z tak zwanym posuwem fałdowym.



Rys. 10. Sfałdowane warstwy i uskoki w stanowisku S2

A – fotoszkic NW części profilu

B – fotoszkic SE części profilu

C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji

D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych

Folded strata and faults in site S2

A – photo-sketch of the NW portion of the profile

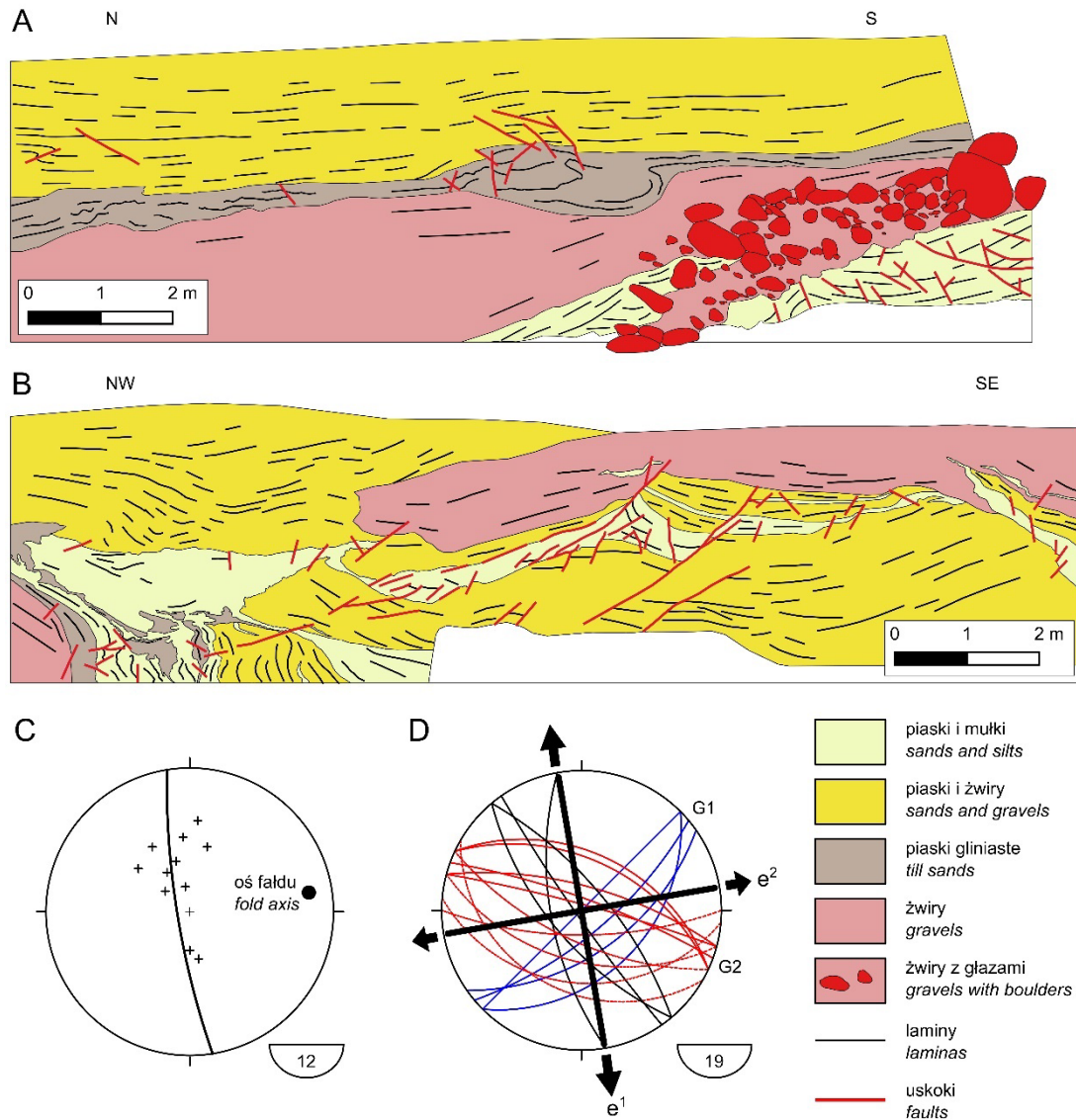
B – photo-sketch of the SE portion of the profile

C – stereographic plot of poles to bedding and lamination

D – stereographic plot of normal faults

Kolejny ku S fałd odstawiający się w stanowisku S2 (rys. 10) reprezentuje asymetryczną, stosunkowo płytką synklinę o przebiegu NE-SW (rys. 10C). Obok glin piaszczystych sfałdowane są tutaj osady glacyfluwialne i glacylimniczne. Warto zwrócić uwagę na warstwę żwirów z głazami oraz laminowane ły i muły (ły warwowe) o miąższości przekraczającej 1 m. Sfałdowane warstwy pocięte są drobnymi sprzężonymi uskokami normalnymi o przebiegu równoległym do osi synkliny

(rys. 10D). W strefie przegubowej synkliny, bliżej bardziej stromego skrzydła SE, występują drobne uskoki nasuwce (rys. 10B). Tną one warstwę piasków i żwirów, która tutaj wykazuje największą miąższość. Rozwój tych uskoków można wiązać z ograniczeniami przestrzeni akomodacyjnej podczas fałdowania miększych mniej podatnych warstw i zwiększania ich krzywizny. Takie zjawiska są typowe dla sytuacji kiedy fałdowaniu towarzyszy intensywna depozycja osadów.



Rys. 11. Sfałdowane warstwy i uskoki w stanowisku S3

A – fotoszkic północnej części profilu,

B – fotoszkic SE części profilu,

C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji,

D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych

Folded strata and faults in site S3

A – photo-sketch of the northern portion of the profile

B – photo-sketch of the SE portion of the profile

C – stereographic plot of poles to bedding and lamination

D – stereographic plot of normal faults

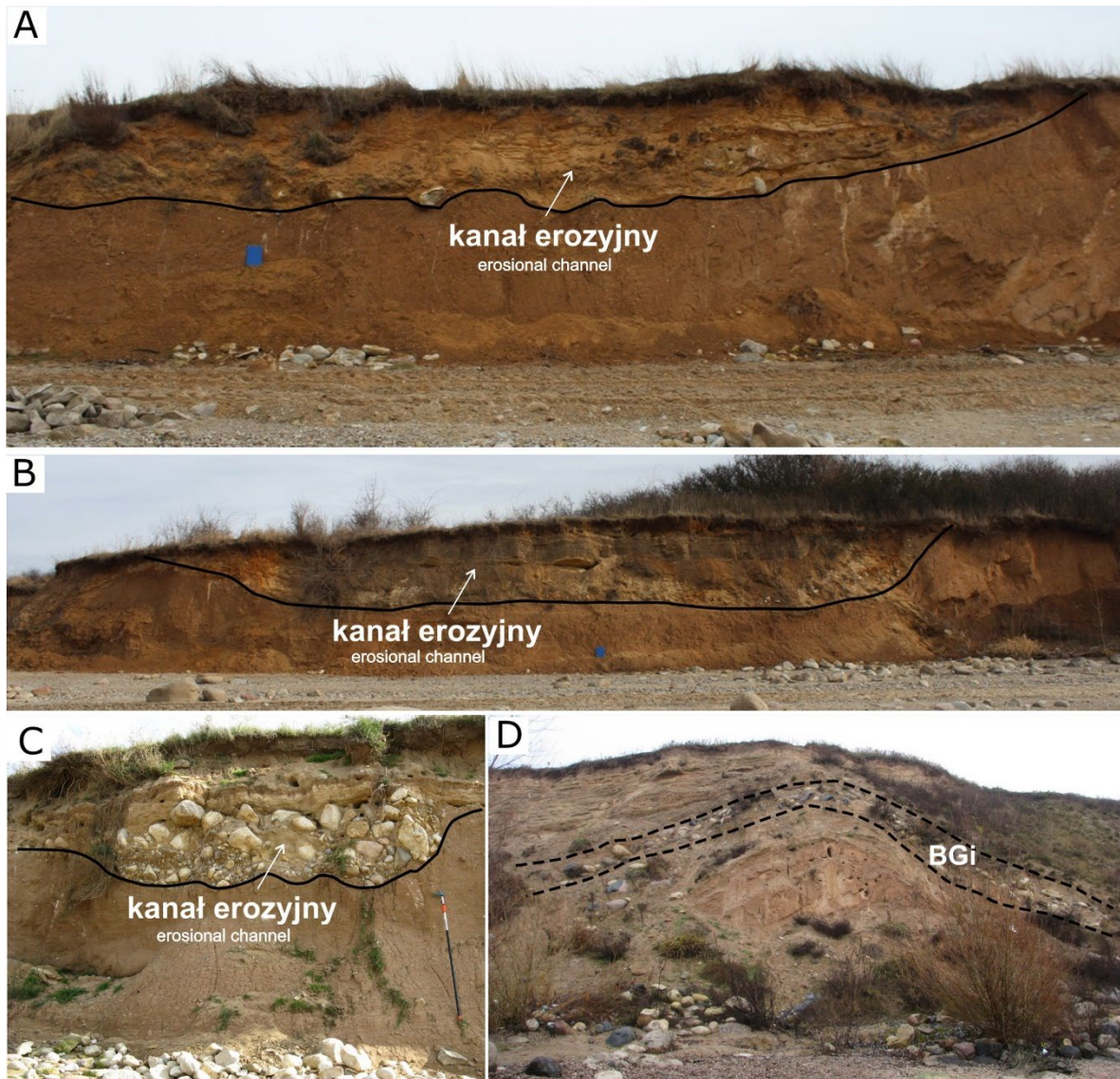
Kolejne fałdy rozpoznane w kierunku dystalnym moreny pchniętej stanowią przykłady asymetrycznych antyklin. Na uwagę zasługuje antyklina odsłaniająca się w stanowisku S3 (rys. 11). Jest to fałd zbudowany z warstwy żwirów z głazami, żwirów oraz piasków i żwirów. Lekko zondulowana oś tej struktury ma przebieg ENE-WSW (rys. 11C). Symetrycznie względem osi antykliny układają się grupy sprzężonych uskoków normalnych oznaczonych jako G1 i G2 (rys. 11D). Ich orientacja wskazuje na obecność ekstensji horyzontalnej, działającej na skutek zginania fałdowanych warstw. O ile prostopadle do osi antykliny działała maksymalna ekstensja, to drugorzędna ekstensja na kierunku równoległym mogła wiązać się z ondulacją osi antykliny. Ze względu na geometrię fałdów jak również mechanizmy uskokuwania w ich obrębie można przyjąć, że fałdy te rozwijały się w wyniku wybożenia w polu kompresji horyzontalnej działającej na kierunku NW-SE. Na uwagę zasługują sposób ułożenia oraz lateralne zmiany miąższości sfałdowanych warstw, młodszych od żwirów z głazami, co może świadczyć o ich synfałdowej sedymentacji. Stopniowe zmniejszanie się kąta nachylenia tych warstw ku górze jest dobrze czytelne w stanowisku S2, w obrębie ilów warwowych, na skrzydle SE synkliny (rys. 10B). Podobnie wygląda to w stanowisku S3, gdzie piaski i żwiry są poprzecinane licznymi uskoki normalnymi (rys. 11B), których nachylenie zmienia się wraz ze zmianą nachylenia samych warstw. Najbardziej spektakularny przykład zmian miąższości osadów wymuszonych geometrią fałdów dotyczy warstwy żwirów w obrębie NW skrzydła antykliny w stanowisku S3 (rys. 10B, 11A). Ze względu na ciągłość warstwy żwirów w strefie przegubowej antykliny można przyjąć, że tempo sedymentacji tych osadów było większe od tempa wypiętrzania antykliny. Synfałdowy charakter sedymentacji jest również zapisany w postaci niezgodności przekraczających na kontakcie piasków i piasków pylastych z gliną piaszczystą, na skrzydle NW synkliny w stanowisku S2 (rys. 10A). W tym przypadku tempo sedymentacji było równe bądź nieco większe od tempa fałdowania. Otwartą kwestią pozostaje ocena wpływu tempa sedymentacji synfałdowej na rozwój uskoków nasuwczych w obrębie piasków i żwirów w strefie przegubowej synkliny w stanowisku S2 (rys. 10B).

## Osady powodzi lodowcowej (stanowiska Siedlątków S1–4)

W badanych stanowiskach (S1, S2, S3, S4 – rys. 8), autorzy zidentyfikowali glacyfluwialne osady gruboziarniste wypełniające koryta erozyjne i tworzące pokrywy żwirowo-głazowe. Osady te zostały opisane i zinterpretowane jako zapis powodzi lodowcowej typu *jökulhlaup* w strefie marginalnej lądolodu warty we wcześniejszej publikacji (Frydrych, Rdzany 2018). W kolejnych latach w miarę cofania się klifu przeprowadzono badania uzupełniające.

### Siedlątków – S1

Stanowisko obejmuje fragment klifu o wysokości 4–5 m, w którym pokład gliny lodowcowej rozcięty jest przez kanał erozyjny wypełniony osadami glacyfluwialnymi (rys. 8A, 12A, C). Gлина ma strukturę masywną i barwę brunatną. W profilu gliny zawartość węglanu wapnia jest bardzo wyrównana i wynosi około 7% (rys. 13). Rozcięcie ma postać kanału o maksymalnej głębokości 2,8 m i szerokości 31 m. Kontakt osadów jest ostry i ma charakter erozyjny z obecnymi przegłębieniami (rys. 12A, C), co świadczy o intensywnej erozji zachodzącej podczas przechodzenia fali powodziowej. W spągowej części wypełnienia koryta występują osady silnie zróżnicowane pod względem uziarnienia w postaci źle wysortowanych masywnych żwirów i głazów ze znacznym udziałem piasku (Gm, GSm, GBm) (rys. 12C). Maksymalna odnotowana wielkość głazów wynosi 60 cm. Niektóre głazy pojawiają się na styku osadów wypełnienia i gliny, w której zostały częściowo pograżone. Osady te były transportowane i akumulowane w warunkach wysokoenergetycznych w przepływie o skrajnie wysokiej koncentracji (*hyperconcentrated flow*) (Maizels 1997). Zawartość węglanu wapnia w pobranych próbkach osadu wynosi około 4%. Miejscami widoczne są intraklasty gliny o strukturze fluidalnej i cechach gliny spływowej. Osady gruboziarniste pokryte są przez masywne piaski (Sm) oraz piaski warstwowe horyzontalnie (Sh) o miąższości dochodzącej do 2 m. Osady te nie wykazują obecności węglanu wapnia. Akumulowane były w warunkach górnego płaskiego dna podczas opadania fali powodziowej (Rust 1978). Zawartość poszczególnych typów ziaren wyróżnionych podczas analizy



Rys. 12. Zapis erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód proglacialnych  
(A, B, D – fot. M. Frydrych 2014; C – fot. Z. Rdzany 2007)

A – kanał erozyjny w stanowisku S1

B – kanał erozyjny w stanowisku S2

C – masywne żwiry z głazami wypełniające przegłębienie koryta erozyjnego

D – warstwa imbrykowanych głazów żwirowych w stanowisku S3

Record of erosional and accumulation activity of proglacial waters

A – erosional channel in site S1

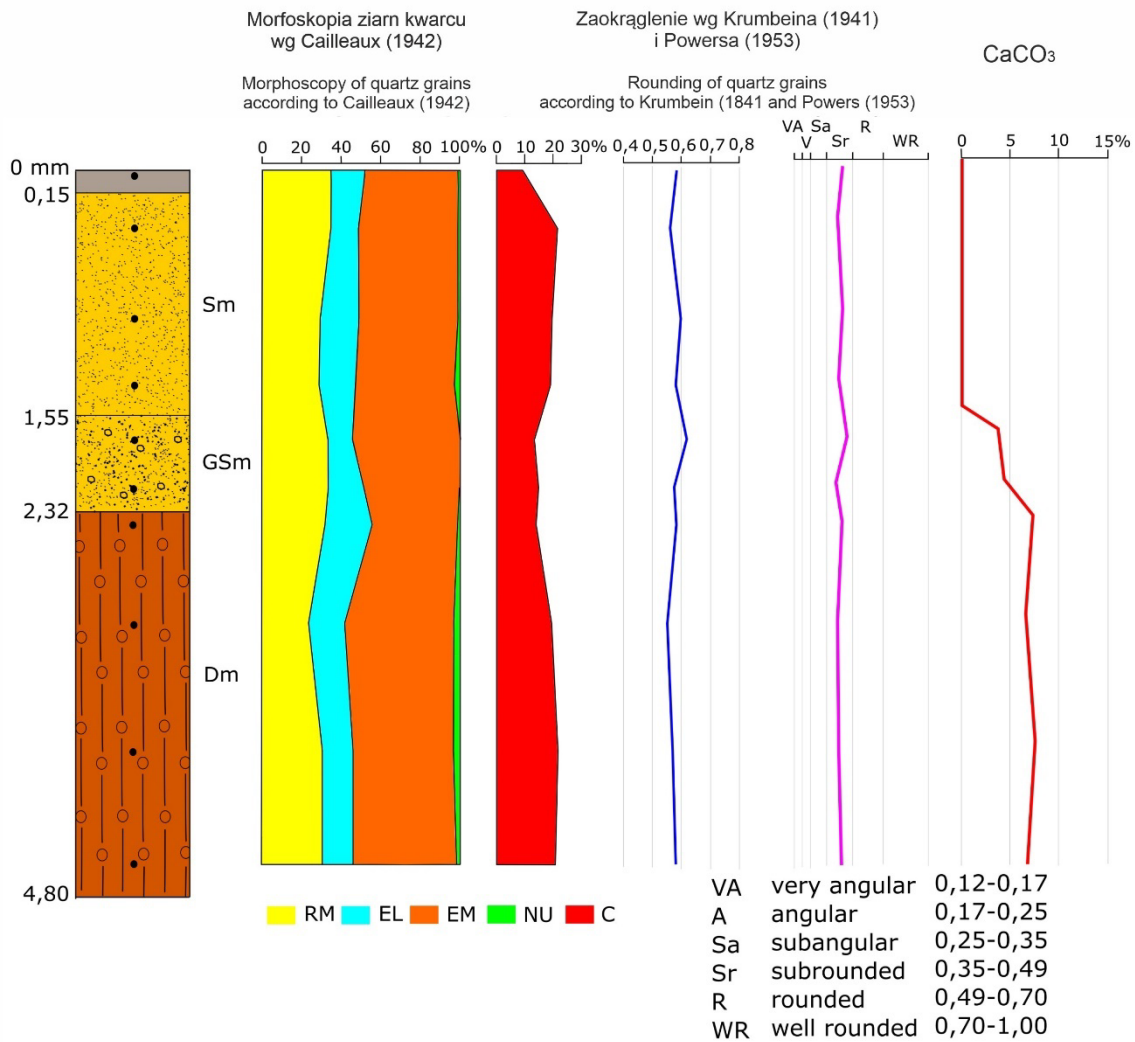
B – erosional channel in site S2

C – massive gravel with boulders filling the depression of the erosional channel

D – layer of imbricated gravelly boulders in site S3

morfoskopowej w profilu odsłonięcia jest dość wyrównana (rys. 13). W całym profilu dominuje udział ziaren pośrednich (EM), który waha się od 47% do 52%. Największym stopniem eolizacji wyróżnia się warstwa przypowierzchniowa, w której ziarna okrągłe matowe (RM) stanowią nieco ponad 35%. Zawartość ziarn błyszczących (EL) oscyluje w granicach 12-18%, a jedynie w stropowej partii gliny odnotowano ich większy

udział, który osiągnął 24%. Ziarna nieobrobione stanowią niewielki odsetek – maksymalnie 3%. Udział ziaren pękniętych w profilu jest dość wysoki i wynosi minimalnie 10%. Najwięcej tego typu ziaren występuje w glinie lodowcowej, a także w warstwie piasków i osiąga 21%. Wyraźny spadek ich udziału widoczny jest w warstwie przypowierzchniowej oraz w osadach litofacji GSm. Średnie zaokrąglenie ziaren kwarcu we-



Rys. 13. Profil osadów oraz wyniki analiz dla stanowiska S1

RM – ziarna okrągłe matowe, EL – ziarna błyszczące, EM – ziarna pośrednie, NU – ziarna nieobrobione, C – ziarna pęknięte

Profile of sediments and analysis results for site S1

RM – well-rounded matt grains; EL – shiny grains, EM – partially shiny or matt grains, NU – fresh grains, C – cracked grains

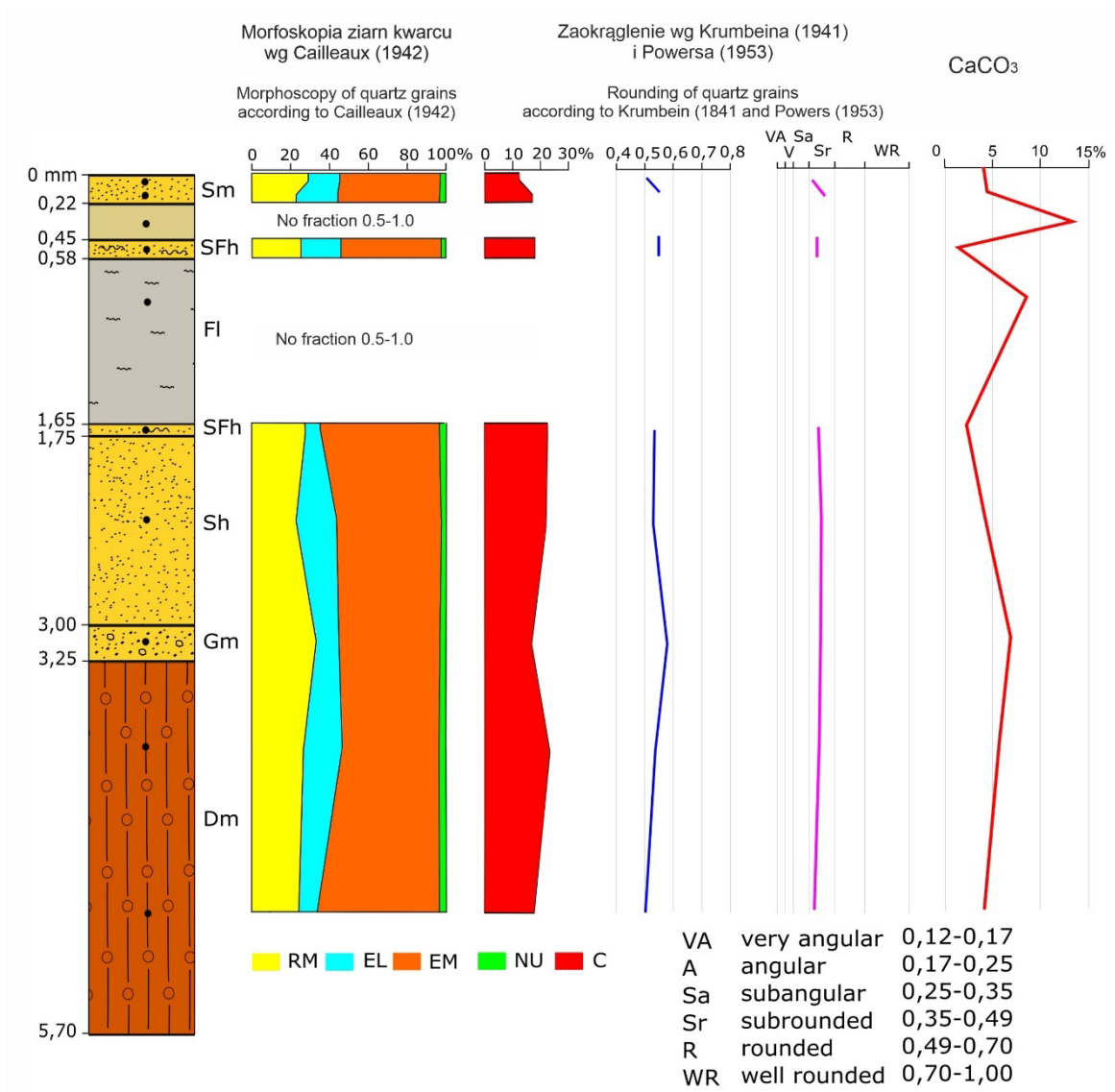
dług Krumbeina (1941) w obrębie profilu wynosi 0,58 i wykazuje bardzo niewielkie odchylenie od tej wartości. Podwyższony stopień obróbki odnotował się jedynie w osadach GS m (rys. 13). Stopień zaokrąglenia według Powersa (1953) w całym profilu mieści się w przedziale 0,35-0,49 (*subrounded*) co świadczy o średnim zaokrągleniu ziaren. Najlepsza obróbka odnotowała się w warstwie z GS m, a najniższa w Dm.

#### Siedlątków – S2

Na południe od stanowiska S2 w pokładzie gliny pojawia się kolejne rozcięcie erozyjne (rys. 12B). Odślonięcie ma w tym miejscu maksymalnie 5,7 m wysokości. Zarys kopalnego zagłębienia widoczny w klifie w intersekcji prostopadłej do osi koryta ma szerokość 24 m, a maksymalna jego

głębokość wynosi około 3 m. Gлина odsłaniająca się w klifie ma barwę brunatną i strukturę masywną. Jej miąższość w odślonięciu wynosi minimalnie około 2,5 m. Zawartość węglanu wapnia mieści się w granicach 4–6%. Rozcięta jest przez warstwę masywnych żwirów i głazów (Gm, GBm), a kontakt pomiędzy osadami ma charakter erozyjny. Największe nagromadzenie głazów i największa ich miąższość występuje w południowej części wypełnienia. W tym profilu odnotowuje się dominujący udział otoczków materiału lokalnego wśród największych klastów, charakteryzujących się bardzo dobrym stopniem obtoczenia oraz widocznymi efektami niszczenia w postaci spękań i kruszenia. Osady te odznaczają się również wysoką zawartością węglanu wapnia, która osiąga około 7% (rys. 14).





Rys. 14. Profil osadów oraz wyniki analiz w stanowisku S2

RM – ziarna okrągłe matowe, EL – ziarna błyszczące, EM – ziarna pośrednie; NU – ziarna nieobrobione, C – ziarna pęknięte

Profile of sediments and analysis results for site S2

RM – well-rounded matt grains, EL – shiny grains, EM – partially shiny or matt grains, NU – fresh grains, C – cracked grains

Nad warstwą osadów Gm i GBm występują horyzontalnie warstwowane piaski (Sh) średnio- i gruboziarniste o miąższości 1–1,5 m. Zawartość CaCO<sub>3</sub> w ich obrębie wynosi około 4%. Przejście osadów Gm i GBm w Sh ukazuje spadek energii przepływu i opadanie fali powodziowej. Taki zapis litofacji jest typowy dla osadów powodziowych w strefie marginalnej i odnotowywany był przez licznych autorów (np. Maizels 1993, 1997; Russell, Marren 1999; Zieliński, Van Loon 1999, 2000, 2003). Powyżej pojawia się warstwa jasno-kremowych piasków drobnoziarnistych i mułów (SFh), w których udział węgla wapnia spada do 2,3%. Były one akumulowane w obniżeniu już

przy bardzo niskiej energii przepływu a następnie jego całkowitym zaniku. Przechodzą w pokład osadów rytmicznie warstwowanych, o wyraźnie zaznaczających się warstewkach jasnych i ciemnych (rys. 12B). Ich miąższość wynosi około 1 m. Osady tego typu są wyznacznikiem akumulacji w zbiorniku zastoiskowym i określane są jako ily warwowe (De Geer 1912), jednak zaznacza się w nich frakcjonalne zróżnicowanie w obrębie jasnych i ciemnych lamin (Paluszkiwicz 1998). W przypadku analizowanego osadu nieznacznie grubsze, jasne warstewki tworzone są przeważnie przez muły, a laminy ciemne przez drobniejsze osady ilaste. Najprawdopodobniej stanowią one

roczne cykle sedymentacyjne, w których laminy jasne powstawały w porze letniej, przy większym udziale materiału allochtonicznego dostarczanego do zbiornika przez wody roztopowe. Warstewki ciemne deponowane były zimą, z dominującym udziałem materiału autochtonicznego, drobniejszego od piasku o większym udziale ciemniejszych cząstek mineralnych. W obrębie osadu widoczne są niewielkie, małoskalowe zaburzenia, które mogą być śladem prądów obecnych w wodach zbiornika, działalności przydennej fauny (bioturbacje) lub późniejszych deformacji wywołanych procesami obciążeniowymi i osiadaniem (Goslar 1995; Paluszkiwicz 1998). Osady te wykazują znaczną węglanowość przekraczającą 8%. Miejscami w osadzie pojawiają się konkretne węglanowe. Powyżej warwitów występują piaski i muły warstwowe horyzontalnie (SFh), które widoczne są jedynie w centralnej części profilu. W osadzie tym widoczny jest nagły spadek zawartości  $\text{CaCO}_3$ , która przyjmuje najniższą wartość w profilu (1,45%). Powyżej występuje warstwa jasnego, pylastego osadu, w którym widoczne są agregaty węglanowe. Wykazuje on najwyższą w profilu węglanowość – 14%. Profil kończy warstwa masywnych piasków (Sm) przechodząca stopniowo w poziom humusowy gleby, której węglanowość nieznacznie przekroczyła 4%.

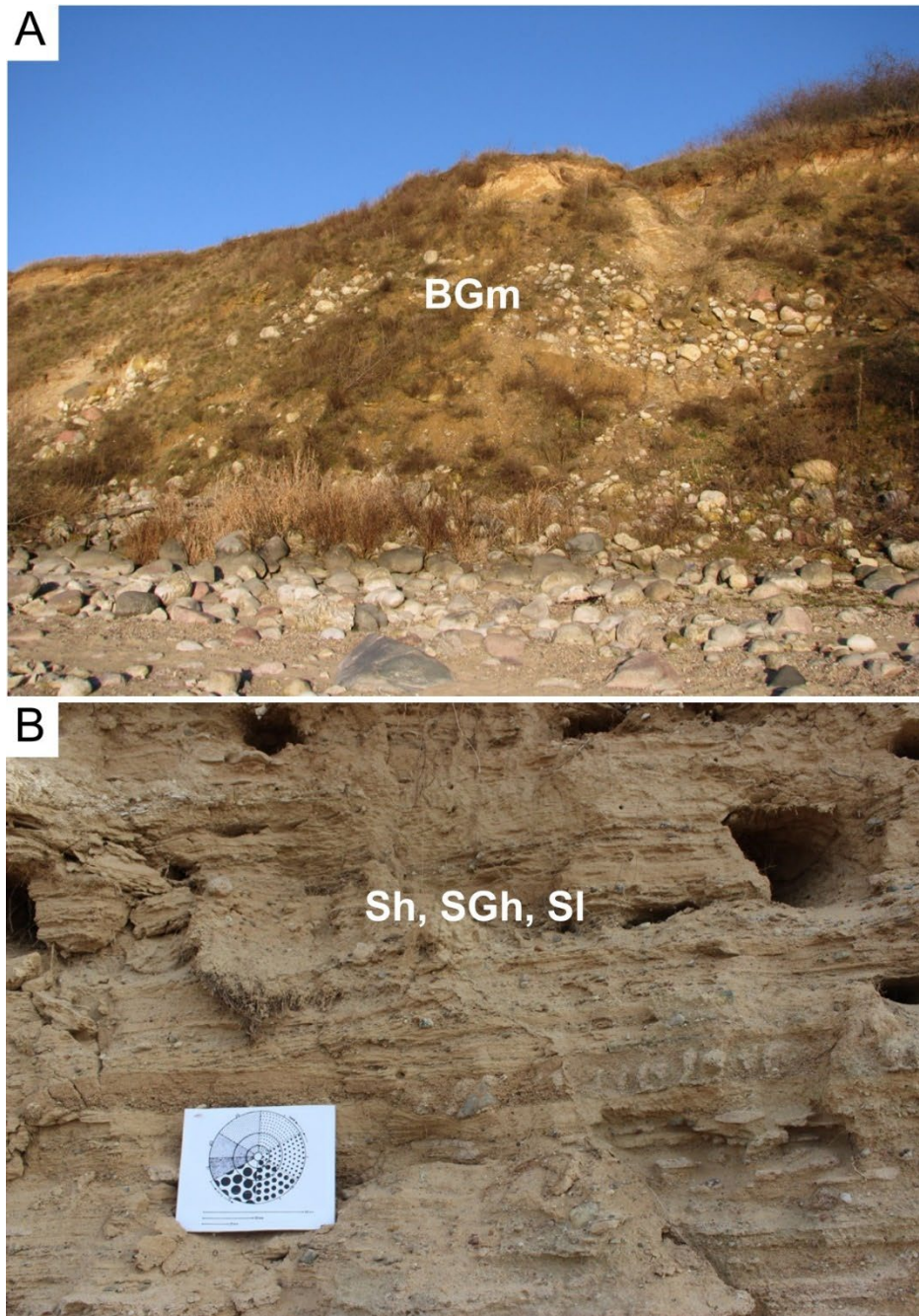
W analizowanym profilu widoczna jest niewielka zmienność w obrębie obtoczenia i obróbki ziaren kwarcu w poszczególnych osadach (rys. 14). Dominujący udział mają ziarna pośrednie, których zawartość waha się od 50% do 60%. Najwyższy w całym profilu udział ziaren okrągłych matowych występuje w warstwie Gm i GBm (33%), co może być spowodowane inkorporacją osadów lepiej obrobionych z podłoża, podobnie jak ma to miejsce w przypadku skał mezozoicznych. Podwyższony odsetek ziaren o obróbce eolicznej występuje również w stropie klifu. Ziarna typu EL stanowią grupę, której udział jest najbardziej urozmaicony. Najwyższa ich zawartość występuje w litofacji Sh i osiąga ponad 21%, a najniższa w SFh podścielających ility warwowe. Ziarna nieobrobione występują w profilu w granicach 2–4%, a ich największy odsetek pojawił się w obrębie gliny lodowcowej. Udział ziaren pękniętych w profilu mieści się w przedziale od 12% do 24%, przy czym największy odnotowano w glinie lodowcowej. Najniższa wartość zaokrąglenia według skali Krumbeina (1941) odnotowana została w glinie lodowcowej i wynosi 0,496. Natomiast ziarna kwarcu o najlepszej obróbce występują w warstwie Gm, GBm – 0,592 (rys. 14). Zróżnicowanie stopnia zaokrąglenia według Po-

wersa (1953) jest bardzo niewielkie, a ziarna kwarcu w całym profilu są średnio zaokrąglone.

### Siedlątków – S3

Stanowisko S3 obejmuje jeden z najwyższych fragmentów klifu, którego wysokość przekracza 10 m. Centralną część profilu zajmuje symetryczny fałd, którego jądro buduje wyciśnięta z podłoża glina lodowcowa. Zawartość węgla wapnia w glinie wynosi 9,6%. Otaczają ją współkształtnie piaski drobnoziarniste i muły o kremowej barwie i strukturze deformacyjnej (Sd, SFd) (rys. 12D). Widoczne są w nich liczne deformacje plastyczne i uskoki normalne. Węglanowość osadu wynosi 5,2%. Osad jest dość dobrze wysortowany i nie zawiera ziaren kwarcu we frakcji  $>0,8$  mm. Jego akumulacja zachodziła najprawdopodobniej w zbiorniku bez bezpośredniego kontaktu z czołem lądolodu. Ponad osadami piaszczysto-mułowymi znajduje się warstwa masywnych żwirów i żwirów z głazami (Gm, GBm, BGm) oraz głazów z widoczną imbrykacją (BGi). Zawartość  $\text{CaCO}_3$  utrzymuje się na poziomie 4,8%. Głazy są w niej dość silnie upakowane i stanowią je głównie dobrze obrobione otoczaki, których średnice przekraczają niekiedy 1 m. Miąższość odsłoniętej warstwy w fałdzie wynosi około 1 m, ale znacznie wzrasta w kierunku południowym (rys. 15A). Warstwa ta ciągnie się na ponad 100 m wzdłuż klifu a jej przebieg jest wyraźnie zafalowany. Powyżej znajduje się warstwa horyzontalnie i małąkatowo warstwowanych piasków i piasków żwirowych (Sh, SGh, SGI) (rys. 15B) a miejscami piasków masywnych (Sm). Węglanowość tych osadów wynosi 3,7%. Podobnie jak miało to miejsce w stanowiskach S1 i S2 akumulacja osadów żwirowo-głazowych została poprzedzona erozją podczas wysokoenergetycznego przepływu wód. Następnie podczas opadania fali wezbraniowej doszło do akumulacji osadów gruboziarnistych i powstania pokrywy żwirowej podobnej do tych odnotowywanych z sandrów na Islandii (Russell, Marren 1999). Akumulacja kontynuowana była w warunkach górnego reżimu przepływu i miała postać zalewów warstwowych.

Analiza morfoskopowa wykazała bardzo niewielką zmienność w zakresie udziału różnych typów ziaren kwarcu. Największą procentową zawartość mają ziarna pośrednie, wartość ta oscyluje w granicach 46,4–50,5%. Relatywnie wysoka eolizacja zaznacza się w litofacji Gm i GBm, gdzie osiąga 41,8%. Najmniejszy udział ziaren RM występuje w litofacji SGh, gdzie wynosi 33,7%. Zawartość ziaren EL mieści się w przedziale od 10,2% w glinie lodowcowej do 19,3% w litofacji



Rys. 15. Osady glaciofluwialne w stanowisku S3 (fot. M. Frydrych 2012)

A – warstwa masywnych głazów żwirowych w osadach klifu

B – horyzontalnie i przekątnie małokątowo warstwowane piaski i piaski żwirowe w górnej części odsłonięcia

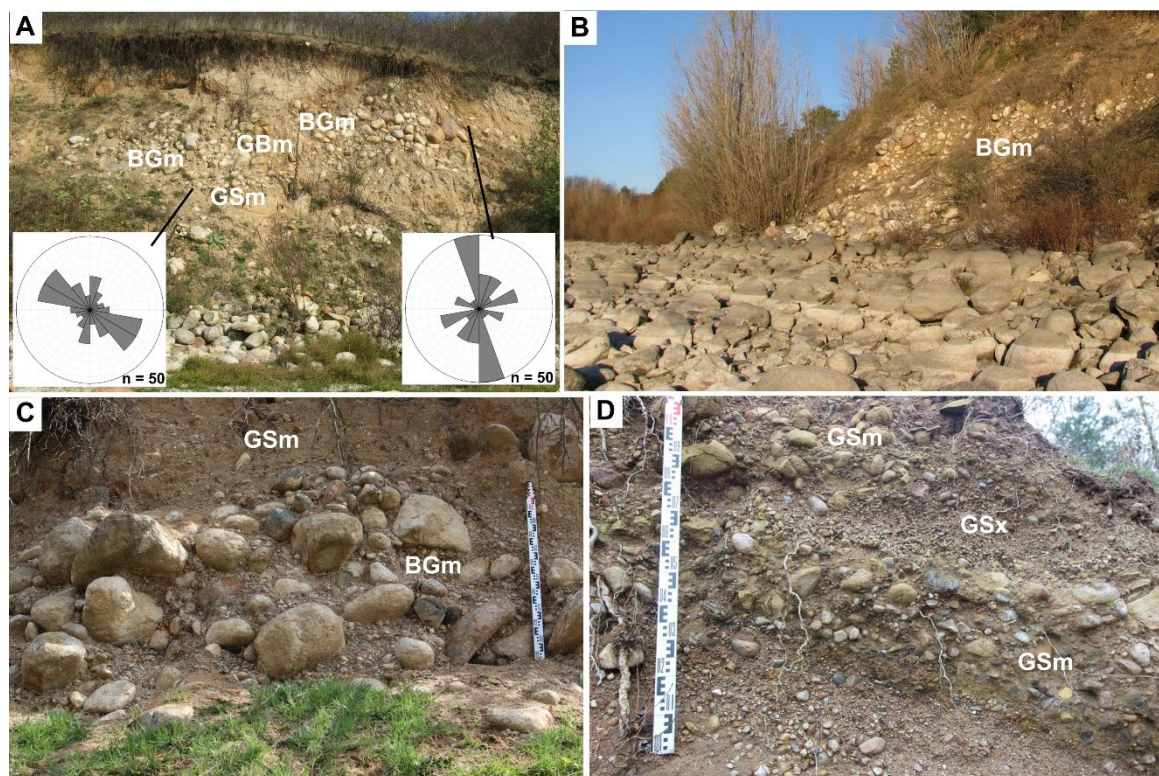
Glaciofluvial sediments at site S3

A – layer of massive gravelly boulders in cliff sediments

B – horizontally and low-angle cross-stratified sand and gravelly sand in the upper part of the exposure

SF<sub>d</sub>. Ziarna nieobrobione w osadach odsłaniających się w klifie stanowią od 0% do 3,2%. Największą ich ilość odnotowano w litofacji G<sub>m</sub>. W obrębie tych osadów zaznaczył się również największy udział ziaren pękniętych, który osiągnął 12,6%. W obrębie osadów budujących wysoczyznę w stanowisku S3 zaznacza się dość dobry stopień obróbki ziaren kwarcu. Największa jego

wartość w skali Krumbeina (1941) odnotowana została w litofacji G<sub>Bm</sub> i osiągnęła 0,624. Najniższym stopniem obróbki cechuje się litofacja S<sub>Gh</sub>, w której wartość zaokrąglenia wynosi 0,576. W skali Powersa (1953) najlepsze zaokrąglenie odnotowano również w warstwie G<sub>Bm</sub> – na granicy przedziału ziaren średnio zaokrąglonych i zaokrąglonych, a najslabsze w S<sub>Gh</sub>.



Rys. 16. Osady powodzi lodowcowej w stanowisku S4 (fot. M. Frydrych 2012, 2017, 2021)

- A – masywne głązy żwirowe, kierunki orientacji dłuższych osi klastów w dolnej i górnej części odsłonięcia  
 B – klif zbiornika zbudowany z osadów głązowo-żwirowych oraz głązy zakumulowane u podnóża klifu  
 C – soczewkowane nagromadzenie masywnych głązów i żwirów o zwartym szkielecie ziarnowym  
 D – masywne żwiry piaszczyste o bardzo słabym wysortowaniu rozdzielone żwirami o warstwowaniu przekątnym

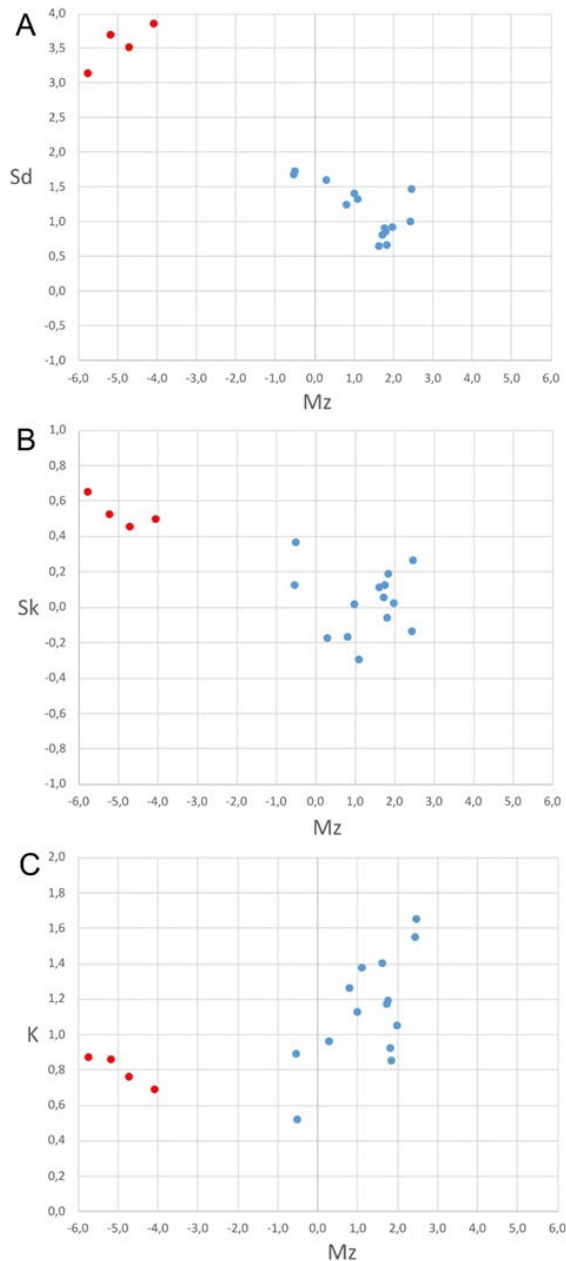
Glacial flood sediments at site S4

- A – massive gravel with boulders, orientations of longer axis of clasts in the lower and upper parts of the exposure  
 B – cliff of reservoir composed of gravelly boulders and boulders accumulated at the bottom of the cliff  
 C – lenticular accumulation of clast-supported massive boulders and gravel  
 D – massive sandy gravel with very poor sorting separated by gravel with cross-stratification

Siedlątków – S4

Stanowisko S4 położone jest najdalej na południe spośród analizowanych fragmentów klifu (rys. 8). Na odcinku ponad 120 m odsłania się w nim warstwa osadów gruboziarnistych o miąższości do 10 m. Osady charakteryzują się dominacją struktury masywnej i bardzo słabym wysortowaniem. Wśród dominujących typów litofacji występują: masywne głązy żwirowe i żwiry z głązami (BGm, GBm) (rys. 16A–C) oraz masywne żwiry o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym (Gm, GSm) (rys. 16D). W klifie widoczna jest lateralna zmienność osadów. Większe nagromadzenia osadów litofacji BGm występują na zmianę z odcinkami klifu zbudowanego głównie z osadów Gm, GSm, a niekiedy GSx, SGx i SGm. Nagromadze-

nia te mogą mieć postać poprzecznych pręg żwirowych (*transverse ribs/pebble stripes* – Bluck 1987; Lunt i in. 2004), które powstawały podczas szczytu wezbrań powodziowych w podobny sposób jak antywydmy (Zieliński 2014). W skrajnym od południa zasięgu osadów gruboziarnistych autorzy odnotowali obecność dwóch poziomów osadów z dużym udziałem frakcji głązowej (Frydrych, Rdzany 2018). W pionie występują dobrze wykształcone sekwencje uziarnienia odwróconego i normalnego, co jest często podkreślaną cechą utworów glacialfluwalnych na sandrach objętych zjawiskiem powodzi glacialnej. Udokumentowany podwójny układ wspomnianych sekwencji może świadczyć zarówno o dwukrotnym wez-



Rys. 17. Zestawienie wskaźników granulometrycznych osadów powodzi lodowcowej wg Folka i Warda (1957)  
A – średnia średnica (Mz) i odchylenie standardowe (Sd)

B – średnia średnica (Mz) i skośność (Sk)

C – średnia średnica (Mz) i kurtoza (K)

czerwone kółka – próbki z poziomu żwirowo-głazowego;  
niebieskie kółka – próbki z litofacji piaszczystych i piaszczysto-żwirowych

Relation of grain-size coefficients of glacial flood sediments according Folk and Ward (1957)

A – medium size (Mz) and standard deviation (Sd)

B – medium size (Mz) and skewness (Sk)

C – medium size (Mz) and kurtosis (K)

red circles – samples from boulderly gravels;  
blue circles – samples from sandy and gravelly lithofacies

braniu w trakcie jednej powodzi glacialnej, jak i dwóch wezbraniach z różnych okresów nasilenia ablacji lądolodu. Podobny przypadek zapisał się na Islandii na sandrze Skeidararjökul w 1996 roku (Russell, Knudsen 2002). Osady te rozdzielone są żwirami ze znacznie mniejszym udziałem głazów. Maksymalne średnice głazów leżących u podnóża klifu dochodzą do 170 cm. Kierunki orientacji dłuższych osi klastów są zróżnicowane w profilu osadów (rys. 16A). W dolnej części litofacji BGm dominuje kierunek NW-SE, natomiast w górnej widoczne jest silne ukierunkowanie N-S. Bardzo słabe wysortowanie osadu (rys. 17), dominacja piaszczystej matryks oraz niewielka ilość frakcji drobniejszej od piasku sugerują, że osady były transportowane w stanie skrajnie skoncentrowanym (*hyperconcentrated flow*: Nemeč, Steel 1984; Maizels 1997). Wielkość głazów obecnych w osadzie świadczy o bardzo wysokiej energii przepływu, który miał wymiar katastrofalny. Przeniesienie materiału odbywało się na skutek kolizji międzyziarnowych oraz dyspersji (*dispersive pressure*), które spowodowały powstanie odwróconego uziarnienia frakcjonalnego.

## Dyskusja i podsumowanie

Poglądy na temat genezy form otoczenia Kotliny Sieradzkiej do początku lat 70. XX wieku były dość jednolite – wiązano występujące tu pagórki i wały z genezą czołowomorenową. Różycki (1967, 1972) i Krygowski (1972) zgodnie uznali je za zapis stadiału wkry – kolejnego etapu recesji zlodowacenia środkowopolskiego po stadiałach warty. Późniejsze badania nie potwierdziły stadiałnej rangi klimatostratygraficznej tego etapu zlodowacenia ani późniejszego – stadiału mławy, który miał się zaznaczyć na Nizinie Mazowieckiej. Ze względu na regionalny zapis strefy marginalnej oraz z powodu braku dowodów na długotrwały okres względnej stabilizacji lądolodu, który byłby oddzielony wyraźnymi ociepleniemi od innych ochłodzeń, autorzy używają określenia „subfaza neru” (Rdzany 2009). Nie ma bowiem obecnie powodu do nadawania temu odcinkowi czasu recesji większej rangi stratygraficznej.

W opozycji do wspomnianych poglądów o czołowomorenowym pochodzeniu form Wysoczyzny Tureckiej i Łaskiej, Kłatkowa (1972) przedstawiła koncepcję wytworzenia się rozległej strefy rozpadu arealnego o przebiegu NW-SE na wysoczyznach towarzyszących dolinie Warty od okolic Burzenina po Wał Malanowski. Stwierdziła ponadto, że w tej strefie również lokalne kierunki

degradacji lodu i migracji wód roztopowych były często równoległe i jednocześnie nawiązujące do głównych linii przepływu subglacjalnego, zgodnych zresztą z kierunkiem tektonicznym podłoża – NW-SE.

W południowej części opisywanej strefy prowadził badania Krzemiński (1974), który potwierdził koncepcję deglacjacji arealnej i kemowej genezy form wypukłych. Pogląd taki rozciągnął także później na obszar między Kaliszem a Turkiem (Krzemiński 1997).

Przeprowadzone tu szczegółowe kartowanie geologiczne, badania nad wpływem dynamiki podłoża na osady glacialne nad strukturami deformacyjnymi przez Klatkową i Załobę (1991, 1992ab) oraz Załobę (1992, 1996ab) skłoniły tych autorów do korekty dotychczasowych poglądów i uznania kilku pagórków i wzgórz okolic miasta Warta za moreny czołowe, w tym o budowie spiętrzonych.

Aby ustosunkować się do dotychczasowych kontrowersji co do genezy form i zaburzeń została przeprowadzona analiza tektoniczna i badania litologiczne różnych typów osadów, odsłaniających się w klifie Zbiornika Jeziorsko. Analizy te pozwalają między innymi na udokumentowanie głównych mechanizmów zapisanych tam zaburzeń. Rozpoznane deformacje glacialne w obrębie moreny pchniętej w Siedlątkowie rozwijały się w warunkach kompresji horyzontalnej na skutek ponownego nasunięcia lądolodu zlodowacenia warty z kierunku NW ku SE. Większość fałdów i uskoków powstała przed czołem nasuwającego się lądolodu. Nie można jednak wykluczyć, że lądolód ten wkroczył częściowo na utworzone struktury glacialne, tym samym wpływając na transformację fałdów asymetrycznych do struktur obalonych. Rozwojowi fałdów glacialnych towarzyszyły procesy erozji i sedymentacji. Wydaje się, że część osadów glacialnych powstała jeszcze na etapie przedfałdowym. Dotyczy to osadów gruboklastycznych związanych z powodziami glacialnymi typu *jökulhlaup*. Niewykluczone, że depozycja tych osadów zbiegła się w czasie z początkiem deformacji glacialnych. Jeśli tak, to wystąpienie powodzi glacialnej mogło mieć wpływ na wydrenowanie nadwyżek wód subglacialnych, prowadząc do większego sprzężenia mechanicznego na kontakcie lądolód-podłoże. Takie sprzężenie jest często analizowanym czynnikiem kontrolującym rozwój deformacji glacialnych (van der Wateren 1995; Benediktsson i in. 2010). Biorąc pod uwagę zapis synfałdowej sedymentacji osadów glacialnych (w stanowisku S-2), czas trwania defor-

macji glacialnych był dość długi, rzędu kilkudziesięciu czy ponad 100 lat.

Jak pokazuje przykład moreny pchniętej, której struktury ukazują odsłonięcia od S1 do S4 w Siedlątkowie, tego rodzaju formy nie zawsze są dobrze widocznie w terenie. W tym przypadku można wyróżnić wysoczyznę falistą o kilkumetrowej deniwelacji. Dalej na wschód na Wysoczyźnie Łaskiej można znaleźć więcej przykładów stref podobnych zaburzeń o słabej ekspresji morfologicznej, włącznie z zupełnie kopalnymi formami ze strukturami glacialnymi, powstałymi w wyniku szarży lądolodu, które zbadała Turkowska (2006, s. 125) w odsłonięciach w dolinie Neru. Występują także stosunkowo wyraźne w krajobrazie, formy o strukturze glacialnej, jak na przykład wał Kudrowice–Petrykozy na północ od Pabianic o wysokości względnej 10–20 m opisany przez Klatkową (1996). Przykłady z Wysoczyzny Tureckiej, począwszy od wzgórza w Dusznikach (Rdzany 2009), po przedstawiony tu pagórek w Goszczanowie, to formy o budowie złożonej, morenowo-kemowej, zawierające w trzonie formy struktury typu *push-moraine*. Na nich osadziły się osady glacialne kemowe. Te przykłady zapisów aktywności deformacyjnej czoła układają się zatem w strefę ciągnącą się od centralnej części Wysoczyzny Tureckiej po zachodnie okolice Łodzi, w większości w zlewni Neru, stąd „subfaza neru”. Jest prawdopodobne, że za powstanie tej strefy zaburzeń z rozproszonymi pagórkami odpowiada szarża lądolodu lub cykl powtarzających się zdarzeń tego typu w czasie szeroko rozumianej recesji lądolodu warty, co już wcześniej sugerowano (Turkowska 2006; Rdzany 2009; Włodarski i in. 2023).

Przypadki wystąpienia zaburzeń glacialnych na opisywanym obszarze pomaksymalnej aktywności lądolodu, to przede wszystkim deformacje fałdowe, które cechuje niewielka ekspresja morfologiczna. Powstałe w ten sposób formy wypukłe ze względu na dominację składowej siły horyzontalnej rzadko osiągają wysokości powyżej 10 m. Ponadto mogły zostać zamaskowane w czasie deglacjacji materiałem ablacyjnym lub osadami wodnolodowcowymi.

Niezależnie od wyzwalanych przez lądolód naprężeń i długości trwania glacjacji obszaru, w opisywanym regionie panowały warunki sprzyjające gromadzeniu się wód roztopowych w jego szerokiej, brzeżnej strefie. Świadczą o tym między innymi konfiguracja podłoża czwartorzędowego i podłoża osadów piętra warty, ułożenie przestrzenne i zróżnicowanie facjalne różnego typu utworów warciańskich, a w szczególności liczne przypadki

występowania osadów glacialimnicznych. Korzystne warunki do gromadzenia się wód roztopowych (i gruntowych?), zwłaszcza w zbiornikach subglacialnych występowały w Kotlinie Kolskiej i w północnej części Kotliny Sieradzkiej (Frydrych, Rdzany 2018).

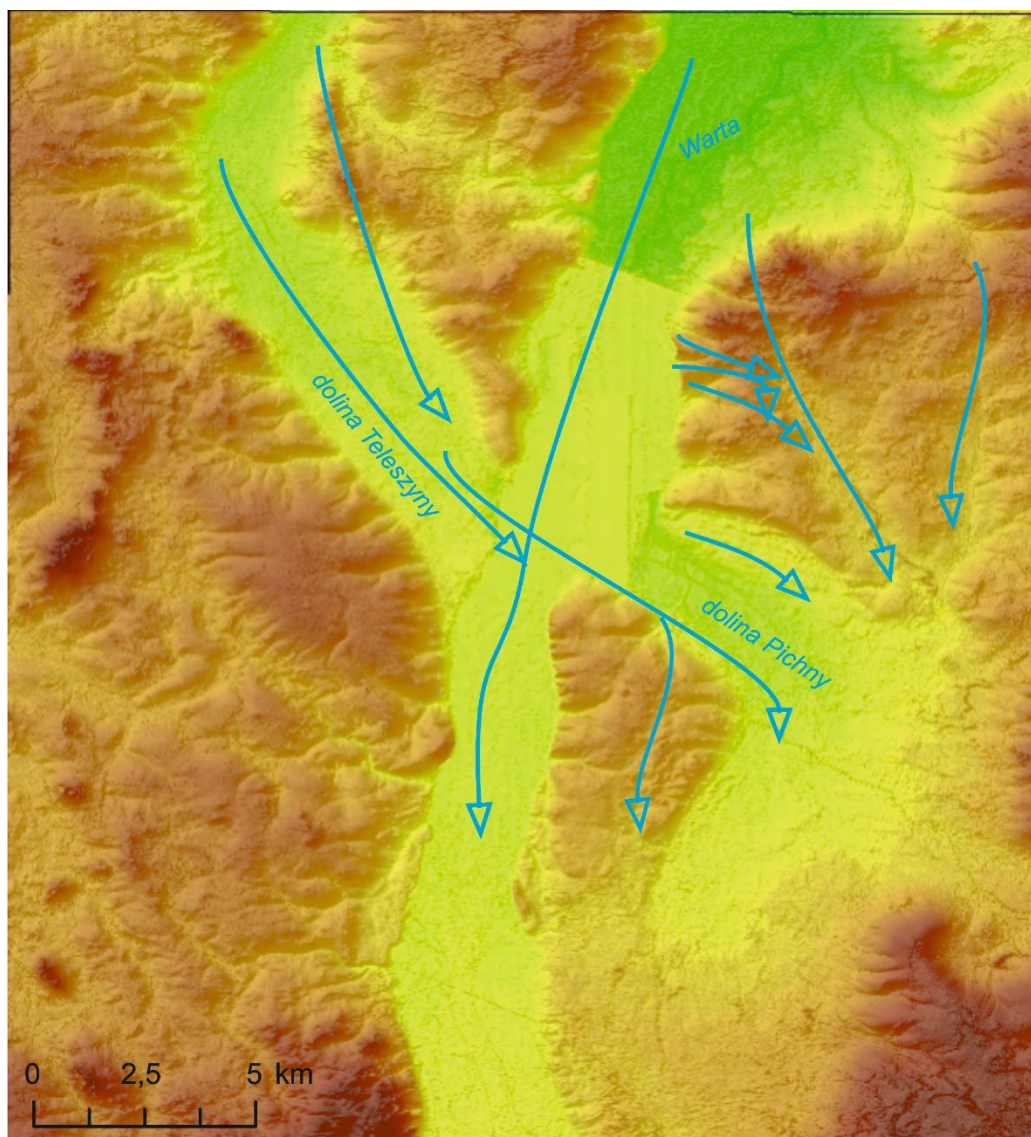
Przedstawione przykłady osadów powodzi glacialnej w czterech stanowiskach w Siedlątkowie łączy szereg podobieństw, między innymi zbliżona sukcesja osadowa wypełnienia stosunkowo głębokich koryt (do 10 m) położonych w podobnej sytuacji hipsometrycznej (między 120 m n.p.m. a 130 m n.p.m.) oraz niewielkie różnice w obróbce klastów. Może to być zatem skutek pojedynczego zjawiska i wynik przepływu kanałami nie nacinającymi osadów kredy w podłożu. Inny przykład przepływu z NNW na SSE to subglacialny kanał, którego wypełnienie spowodowało uformowanie się ozu Rzymska (około 7–10 km na WNW od Siedlątkowa). W materiale tego ozu stwierdzono kilkakrotnie większy udział wyerodowanego materiału (głównie gezu i wapieni marglistych – od 30% do 87%) z podłoża kredowego w porównaniu z materiałem wypełniającym koryta powodziowe (Frydrych 2016). Strop margli i wapieni mastrychtu w rejonie Turka, Przykony i Smulska znajduje się bardzo wysoko, przykryty jest jedynie warstwą kilku do kilkunastu metrów luźnych utworów piaszczysto-żwirowych (Czyż i in. 2009). W tym przypadku wydaje się prawdopodobne, że żwiru ozu lub rynny subglacialnej biegnącej równoległe do ozu mają swoje przedłużenie w odcinku doliny Teleszyny, która jest właściwie doliną zawieszoną nad dnem doliny Warty między Jeziorskiem a Zaspami Miłkowskimi. Uwidacznia to dobrze przekrój na rysunku 3B. W dolinie Pichny między Pęczniewem a Brodnią (rys. 3C) występuje prawdopodobnie jej dalsza kontynuacja. Przekrój na rysunku 4 pokazuje bowiem głębokie rozcięcie, wypełnione piaskami i żwirami glacialfluwalnymi. Genezę glacialfluwalną potwierdzają cechy uziarnienia, obróbka ziaren oraz zawartość węglanów. Leży na nich seria rzeczna vistuliańska. Głębokości tego rozcięcia nie określono, gdyż wykonane wiercenia są zbyt płytkie, a obszar ten jest bardzo ubogi w otwory archiwalne. Jeden z nielicznych profili ukazuje miąższą serię wyłącznie piasków i żwirów (Klatkova, Załoba 1992), zalegających bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym na wysokości około 80 m n.p.m. Może to dokumentować drogę dalszego odprowadzania wód tych powodzi glacialnych na południe doliną Pichny oraz do doliny Warty w rejonie Kamionacza (doliną dziś niefunkcjonującą w systemie rzeczonym Warty).

Jeszcze lepiej rozwinięta seria żwirowa o miąższości przekraczającej 10 m znajduje się w osi doliny Warty pod Zbiornikiem Jeziorsko między Miłkowicami a Popowem (rys. 3B). Być może jest to ta sama kilkunastometrowej miąższości seria, która wypełnia formę wciętą w Łyszkowicach nawet do około 80 m n.p.m. (rys. 3A).

Nie jest pewne, czy wszystkie miąższe serie żwirowe, które rozcinają osady plejstoceniowe częściowo czy całkowicie do skał kredowych podłoża, pochodzą z okresu recesji lodolodu warty. Są bowiem przypadki występowania takich serii pod glinami (rys. 3C). Najczęściej jednak są one przykryte rzeczonymi vistuliańskimi i holoceniowymi utworami lub jak – w stanowiskach w Siedlątkowie – utworami także warciańskimi. Sposób wypełniania rozcięć – z przegłębieniami i wypłyceńiami – jest charakterystyczny dla tuneli subglacialnych, zaś występowanie w niewielkich od siebie odległościach sugeruje, że tworzyły one dość dobrze rozwinięty system drenażu. System ten mógł funkcjonować sporadycznie w postaci ekstremalnych powodzi typu *jökulhlaup*, w wyniku których powstały różnej głębokości i rozległości rozcięcia erozyjne na obszarze proglacialnym. Spośród wielu przykładów można wskazać rozległą terasę erozyjną w Pęczniewie w dolinie Pichny, z dużą zawartością otoczków kredowych w jej osadach (por. rys. 1 i 18). Znaczne miąższości serii żwirowych (na przykład w stanowisku S4) świadczą o dużej masie materiału żwirowo-głazowego transportowanego w jednym zdarzeniu wezbraniowym. Procesy te mogły przebiegać analogicznie jak w przypadku częstych tego typu powodzi w strefach marginalnych lodowców islandzkich (Björnsen 1992), lecz bez udziału wulkanizmu jako czynnika spustowego. Wiele z tych rozcięć erozyjnych uległo zamaskowaniu, ponieważ nawet jednorazowe opadanie wód wezbraniowych mogło spowodować zasypanie koryt materiałem glacialfluwalnym. Taka sytuacja występuje w stanowiskach S3 i S4.

Warto także odnotować powodzie niewielkiego zasięgu powodowane odblokowaniem zbiorników w obrębie lodu martwego lub pasywnego. Opisany przypadek z Chabierowa nie jest odosobniony, choć tego typu procesy bardziej powszechnie zachodziły w północno-wschodniej części Wzniesień Łódzkich, gdzie powstały liczne kemy o budowie glacialimnicznej lub glacialimniczno-glacialfluwalnej (Klajnert 1978; Rdzany 1987).

Katastrofalne przepływy subglacialne i zdarzenia powodziowe na proksymalnych obszarach proglacialnych miały istotne konsekwencje w roz-



Rys. 18. Główne drogi odpływu wód roztopowych na obszarze badań – próba rekonstrukcji  
Main meltwater outflow routes in the research area – reconstruction

woju sieci rzecznej analizowanego terenu (rys. 18). Z uwagi na to, że zostały „zamaskowane” powszechnie pod utworami młodszymi, ich rola morfolotwórcza do niedawna nie była mocno podkreślana. Efektem ich przepływu były rynny lub stromościenne koryta, bardziej przypominające kaniony niż koryta rzeczne, tworzące dość gęstą sieć drenażu. Niezależnie od stopnia ich zasypania jeszcze w trakcie deglacjacji, postwarciańskie rzeki zwykle dostosowywały się do ich przebiegu. Glacifluwalne żwiru z zlodowacenia warty są częstym na tym obszarze podłożem vistuliańskich serii rzecznych. Współczesne rzeki obszaru (Warta, Ner, Pichna i inne) wydają się niewielkie w stosunku do rozmiarów rozcięć warciańskich. Zatem szeroko rozpowszechniony pogląd o zbyt dużych rozmiarach pradolin w stosun-

ku do rzek, które je wykorzystują, należy rozciągnąć także na inne elementy sieci dolinno-rzecznej środkowej Polski. Należy jednocześnie uwzględnić inną możliwość, na przykład wystąpienie efektu poszerzającego małe doliny w trakcie panowania warunków peryglacialnych podczas vistulianu, kiedy to wieloletnia zmarzlina utrudniała erozję wgłębną, natomiast lepiej mogła działać termerozja brzegów koryta. Znaczenie wieloletniej zmarzliny w wyjaśnieniu szerokości i głębokości dolin kształtowanych przez wody proglacialne na badanym obszarze wydaje się jednak drugorzędne wobec licznych dowodów na obecność w podłożu osadów vistuliańskich gruboklastycznych serii glacifluwalnych z dobrze obtoczonymi żwirami z podłoża kredowego.



Autorzy serdecznie dziękują Recenzentom za cenne uwagi i sugestie zmian oraz Aleksandrowi Szmidtowi za pomoc przy mapie geomorfologicznej.

## Literatura

- Benediktsson Í.Ö., Schomacker A., Ingólfsson Ó. 2010. The 1890 surge end moraine at Eyjabakkajökull, Iceland: a re-assessment of a classic glaciotectionic locality. *Quaternary Science Reviews* 29: 484-506.
- Bezowska G. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1:50 000, arkusz Zduńska Wola (662). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bezowska G. 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zduńska Wola (662). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Björnson H. 1992. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology* 16: 95-106.
- Bluck B.J. 1987. Bedforms and clast size changes in gravel-bed rivers. River Channels: Environment and Process. *Institute of British Geographers, Special Publication Series* 17: 159-178.
- Cailleaux A. 1942. Les action éoliennes periglaciaires en Europe. *Mémoires de la Société géologique de France* 46: 176.
- Czyż J., Forsyjak J., Kamiński J., Klatkova H. 2004. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Dobra (587). Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Czyż J., Forsyjak J., Kamiński J., Klatkova H. 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Dobra (587). Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- De Geer G. 1912. A geochronology of the last 12,000 years. *Proceedings of the International Congress, Stockholm (1910)* 1: 241-257.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forsyjak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaczeniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90.
- Forsyjak J., Kamiński J. 2011. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Uniejów (588). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Frydrych M. 2013. Wybrzeże klifowe zbiornika Jeziorsko i jego znaczenie w badaniach geomorfologicznych i paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 12: 117-125.
- Frydrych M. 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvio-glacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42(4): 411-428.
- Frydrych M., Rdzany Z. 2018. Sedimentary record of a Late Saalian jökulhlaup: Case study in Siedlątków outcrop, Central Poland. *Sedimentary Geology* 374: 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.007>
- Goslar T. 1995. Rocznie laminowane osady jeziorne. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Państwowy Instytut Geologiczny, Komitet Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 236-248.
- Jaksa A. 2006. Środowiska sedymentacyjne kermów regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 92.
- Kamiński J., Forsyjak J. 2008. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Uniejów (588). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Klatkova H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowaczenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28.
- Klatkova H. 1996. Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 72.
- Klatkova H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany Środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań: 33-44.
- Klatkova H., Załoba M. 1992a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Warta. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkova H., Załoba M. 1992b. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Warta (624). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 1-40.

- Klatkowa H., Czyż J., Forysiak J. 1999. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Szadek (625). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowa H., Czyż J., Forysiak J. 2007. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Szadek (625), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 1-31.
- Krumbein W.C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 11P: 64-72.  
doi:10.1306/D42690F3-2B26-118648000102C1865D
- Krygowski B. 1972. Nizina Wielkopolska. W: R. Galon (red.) *Geomorfologia Polski*, tom 2. PWN, Warszawa: 186-223.
- Krzemiński T. 1974. Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 33.
- Krzemiński T. 1997. Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 1: 47-65.
- Lunt I.A., Bridge J.S., Tye R.S. 2004. A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology* 51: 377-414.
- 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.
- Maizels J. 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16: 793-819.  
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00023-1)
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.) 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. W: A.D. Miall (red.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists: 597-604.
- Nemec W., Steel R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates Memoir* 10, CSPG Special Publications: 1-31.
- Paluszkiwicz R. 1998. Struktury deformacyjne warwitów na przykładzie stanowiska Przewłoki (Pomorze Zachodnie). W: A. Kosztrzewskiego (red.) *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoczeńskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Uniwersytet Adama Mickiewicza, Seria Geografia 58: 167-180.
- Powers M.C. 1953. A new roundness scale form sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23: 117-119.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Rdzany Z., Szmida A., Kossowski M. 2024. Zmiany morfologiczne cofki Zbiornika Jeziorsko na tle przemian dna doliny Warty między Woźnikami a Uniejowem w antropocenie. *Acta Geographica Lodziensia* 116: 51-70.
- Różycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie, Warszawa.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie, Warszawa.
- Russell A. J., Knudsen Ó. 2002. The effects of glacier outburst flood flow dynamics on ice-contact deposits: November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland. W: I.P. Martini, V.R. Baker, G. Garzón (red) *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 32: 67-83.
- Russell A.J., Marren P.M. 1999. Proglacial fluvial sedimentary sequences in Greenland and Iceland: a case study from active proglacial environments subject to jökulhlaups. W: A.P. Jones, M.E. Tucker, J.K. Hart (red.) *The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Section. Technical Guide 7. Quatern. Res. Ass.*: 171-208.
- Rust B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. W: A.D. Miall (red.) *Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 5: 187-198.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjust-

- ment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2).
- Włodarski W., Gruszka B., Frydrych M., Rdzany Z., Biernacka J. 2023. Rola sedymentacji synfałdowej w rozwoju strukturalnym moreny pchniętej podczas recesji zlodowacenia warty. W: M. Widera, P. Hermanowski (red.) *Przewodnik Terenowych Warsztatów Terenowych „Sedymentologia i rozwój strukturalny osadów rzecznych i lodowcowych kenozoiku Polski środkowej”*, Instytut Geologii, Poznań: 32-48.
- Włodarski W., Jaskulski M. 2009. Złożone układy spękań w kemach z wyciśniętym jądrem na wybranych przykładach. Implikacje środowiskowe. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 194: 101-118.
- van der Wateren D.F.M. 1995. Structural geology and sedimentology of push moraines: processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 54: 1-168.
- Załoba M. 1992. Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 63: 107-116.
- Załoba M. 1993. Siedlątków. Profil osadów glaciogenicznych na tle budowy geologicznej i paleogeografii Basenu Uniejowskiego. Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, 28.09-1.10.1993, Łódź: 5-11.
- Załoba M. 1996a. Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Proсны. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 275-288.
- Załoba M. 1996b. Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geographica Lodziensia* 72: 153-210.
- Założenia redakcyjne wykonania kartograficznych opracowań tematycznych w postaci Cyfrowej mapy geomorfologicznej w rozdzielczości odpowiadającej skali przeglądowej 1:500 000 w zakresie, o którym mowa w §2 pkt 1 lit. C rozporządzenia Rady Ministrów z dnia 3 października 2011 r. w sprawie rodzajów kartograficznych opracowań tematycznych i specjalnych. Praca zbiorowa. 2021. Gepol Sp. Z o.o., Instytut Geodezji i Kartografii, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań: 1-85.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.
- Zielinski T., Van Loon A. J. 1999. Subaerial terminoglacial fans. I. A semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geologie en Mijnbouw* 77: 1-15.
- Zieliński T., Van Loon A. 2000. Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model. *Geologie en Mijnbouw* 79: 93-108  
<https://doi.org/10.1017/S0016774600021600>
- Zieliński, T., Van Loon A. 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas* 32: 590-611.  
doi:10.1111/j.1502-3885.2003.tb01238.x
- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M. 2012. Jakie cechy litologiczne warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny* 60: 387-397.
- Ziomek J., Baliński W. 2007. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sieradz (661). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ziomek J., Baliński W. 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50000, arkusz Sieradz (661). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

## Summary

The article presents a record of extreme processes in sediments and glacial landforms that were created during the recession of the Warta (Wartanian, late Saalian) Glaciation in the Warta valley section (Sieradz Basin, Koło Basin) and the neighboring moraine plateaus (Turek Heights and Łask Heights). The influence of these processes on the formation of a specific sequence of erosional, sedimentary and deformation structures was also described. The authors focused on the effects of glacial surges and glacial flood processes that took place in the final part of the Warta Glaciation, as a result of increased ice sheet activity, which was defined in this region as the Ner subphase. The primary goal was to present research results on the reconstruction of these unique glacial events against the background of ice sheet dynamics, paying attention to possible connections between glacial and glaciofluvial processes.

The main four research sites, where both glacial deformation structures and the record of extreme glaciofluvial processes were examined in detail, are located in the village of Siedlątków. The sites are located on the Jeziorsko Reservoir cliff, that is, on the border of Sieradz Basin and Łask Upland. Review and supplementary research was carried out in the extensive vicinity of these sites. Sedimentological, tectonic and geomorphological methods were used. Textural studies were carried out, mainly grain size analysis, grain rounding analysis, clast orientation measurements, and sedimentary structure studies, with particular emphasis on analyses of sediment architecture using the Miall method (1978) as modified by Zieliński and Pisarska-Jamroży (2012); data from drillings and geological sections, existing geological maps, regional geological and geomorphological works were analysed. Remote sensing methods and materials as well as digital elevation models were also used. In addition, a digital geomorphological map of the surroundings of the Sieradz Basin was prepared (*Założenia...* 2021) (Fig. 1). The results of these studies were interpreted and discussed with previous geomorphological and geological studies that were carried out in the area.

The main research was concentrated in sites in the village of Siedlątków, which are located along the eastern cliff coast of the Jeziorsko Reservoir, reaching a maximum height of 10–12 m (Fig. 7, 8, 12–17). Mainly various types of diamictons are exposed there. They are interpreted by the authors mainly as glacial tills: subglacial, melt-

-out till and flow till, but thicker diamictons of probably slope-process origin, secondary glaciotectonically deformed, were also found. The cliff also exposes glaciolacustrine deposits ranging from varved clays to sands. The lithological diversity of the mentioned sediments results from their sedimentation mainly in glaciomarginal conditions (e.g. Klatkova, Załoba 1991; Załoba 1993; Klatkova 1996; Frydrych 2013).

Characteristic sediments occurring in the cliff (site S1 to S4) outcrops are gravelly boulders, in some places bouldery gravel, with features between glaciofluvial flows and debris flows (accumulated during hiperconcentration flow). The authors interpret them as sediments related to catastrophic flood events - jökulhlaup type (Frydrych, Rdzany 2018). All types of sediments are large-scale glaciotectonically deformed in the 800-meter northern section in Siedlątków (Fig. 8). The finding of a geometric relationship between these two types of sediments was previously the basis for recognizing their age relationship (Włodarski *et al.* 2023).

In order to respond to the current controversies regarding the genesis of forms and disturbances, a tectonic analysis and lithological studies of various types of sediments exposed in the cliff of the Jeziorsko Reservoir were carried out (Fig. 9–11). These analyses allow, among others, to document the main mechanisms of the deformation recorded there. The recognized glaciotectonic deformations within the push moraine in Siedlątków developed under conditions of horizontal compression as a result of the repeated advance of the Warta glaciation ice sheet from the NW towards the SE. Most of the folds and faults were formed in front of the advancing ice sheet. However, it cannot be ruled out that this ice sheet partially overrode the formed glaciotectonic structures, thereby influencing the transformation of asymmetric folds into overturned structures. The development of glaciotectonic folds was accompanied by erosion and sedimentation processes. It seems that some of the glaciofluvial sediments were formed at the pre-fold stage. This concerns coarse clastic sediments associated with glacial floods. It is possible that the deposition of these sediments coincided with the beginning of glaciotectonic deformations. If so, the occurrence of glacial flooding could have influenced the drainage of surplus subglacial waters, leading to greater mechanical coupling at the ice-substrate contact. Such coupling is a frequently analysed factor controlling the development of glaciotectonic deformations. Taking into account the record

of synfold sedimentation of glaciolacustrine sediments (at site S-2), the duration of glaciotectonic deformations was quite long, ranging from several dozen to over 100 years.

The cases of glaciotectonic disturbances in the described area of post-maximum ice sheet activity are mainly fold deformations, which are characterized by little morphological expression. The convex forms created in this way, due to the dominance of the horizontal force component, rarely reach heights above 10 m. Moreover, they could have been masked during deglaciation by material from ablation processes or glaciofluvial sediments.

Regardless of the stresses released by the ice sheet and the duration of glaciation in the area, conditions in the described region were conducive to the accumulation of meltwater in its wide, marginal zone. This is evidenced by, among others, the configuration of the Quaternary basement and the sediment substrate of the Warta age sediments, the spatial arrangement and facies diversity of various types of deposits, and in particular numerous cases of glaciolacustrine deposits. Favourable conditions for the accumulation of meltwater, especially in subglacial reservoirs, occurred in the Koło Basin and the northern part of the Sieradz Basin (Frydrych, Rdzany 2018).

The presented examples of glacial flood deposits at four sites in Siedlątków share a number of similarities, including: similar sedimentary succession filling relatively deep channels (up to 10 meters), located in a similar hypsometric situ-

ation (between 120 and 130 m a.s.l.) and minor differences in clast axes. Therefore, it may be the result of a single phenomenon and the result of flow through channels that do not cut Cretaceous sediments in the Quaternary basement.

In turn, glacial floods in the area covered by ice and in the foreland of the ice sheet were responsible for creating systems of deep erosional cuts. However, they are masked by younger sediments, mainly Vistulian and Holocene fluvial deposits.

Catastrophic subglacial flows and flood events in proximal proglacial areas had significant consequences in the development of the river network of the analysed area (Fig. 18). Due to the fact that they were commonly "masked" under younger formations, their morphogenic role was not strongly emphasized until recently. The effect of their flow was gullies or steep-walled channels, resembling canyons rather than river channels, creating a rather dense drainage network. Regardless of the degree of their filling during deglaciation, post-Warta age rivers usually adapted to their course. Glaciofluvial gravels from the Warta glaciation are a common substrate of the Vistulian river series in this area. The modern rivers of the area (Warta, Ner, Pichna and others) seem small in relation to the size of the Warta age rivers (Figs. 3, 4, 18). Therefore, the widely held view that ice-marginal valleys are too large in relation to the rivers that use them should also be extended to other elements of the valley-river network in central Poland.