ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
118 (2025): 23-38
https://doi.org/10.26485/AGL/2025/118/2

GEOMORFOLOGICZNE I SEDYMENTOLOGICZNE CECHY FORMY GLACIFLUWIALNEJ W OBRĘBIE SANDRU ZIELONKA – INTERAKCJA STAGNACJI LODU I OSADÓW PROGLACJALNYCH (NIEDŹWIEDZINY, POJEZIERZE GNIEŹNIEŃSKIE)

Geomorphological and sedimentological features of a fluvioglacial form in the sandur Zielonka – interaction of ice stagnation ad proglacial deposits (Niedźwiedziny, Gniezno Lakeland)

SZYMON ŚWIĄTEK[1]*, MILENA ZIĘBA[2], ADRIAN SITARZ[1]

Zarys treści. Obszar Pojezierza Gnieźnieńskiego, szczególnie w strefie marginalnej fazy poznańskiej zlodowacenia wisły, jest bogaty w formy geomorfologiczne o złożonej genezie. Jedną z takich form jest element sandru Zielonki, którego struktura jest dostępna do analizy w żwirowni Niedźwiedziny, a jej pochodzenie wciąż budzi kontrowersje. Celem przeprowadzonych badań była analiza struktur sedymentacyjnych i cech granulometrycznych, a także określenie genezy osadów glacifluwialnych tej formy. Wyniki wykazały obecność osadów piaszczysto-żwirowych, które charakteryzują się strukturami warstwowania przekątnego i horyzontalnego, co sugeruje ich glacifluwialne pochodzenie. Analiza wskazuje, że forma ta powstała w wyniku procesów deglacjacyjnych związanych z martwym lodem. Wyniki badań podkreślają konieczność dalszych analiz w celu lepszego zrozumienia relacji między kemem a innymi formami glacifluwialnymi w regionie.

Słowa kluczowe: zlodowacenie wisły, faza poznańska, strefa marginalna, równiny sandrowe, deglacjacja, Pojezierze Gnieźnieńskie

Abstract. The Gniezno Lakeland, particularly that part within the marginal zone of the Poznań phase of the Vistula Glaciation, is characterised by complex geomorphological forms. One such form located in the Niedźwiedziny gravel pit remains a subject of debate regarding its origin. The aim of this study was to determine the genesis of fluvioglacial deposits of this landform, alongside the analysis of sedimentary structure and grain size. The results revealed the presence of sand and gravel deposits characterised by cross-bedding and horizontal layering, suggesting a fluvioglacial origin. The analysis indicates that this landform was likely shaped by deglaciation processes associated with dead ice. Additionally, the study highlights the need to revise geological and geomorphological maps of the area to better understand the complex genesis of local fluvioglacial features.

Key words: Vistula Glaciation, Poznań phase, ice-marginal zone, sandur plain, deglaciation, Gniezno Lakeland

Wprowadzenie

Środkowo-północna Polska to obszar młodoglacjalny, w którym występuje szeroka gama form rzeźby terenu ukształtowanych zarówno przez bezpośrednie, jak i pośrednie oddziaływanie lądolodu. Spośród tych występujących na przedpolu trefy marginalnej i u czoła lądolodu wymienić można między innymi sandry, kemy i moreny czołowe. Występujące w północnej i zachodniej Polsce wyżej wymienione formy związane są głównie ze zlodowaceniem wisły, które wywarło znaczący wpływ na dzisiejszy charakter rzeźby w części kraju objętej jego zasięgiem.

[1] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Szkoła Doktorska Nauk Przyrodniczych, ul. Uniwersytetu Poznańskiego 6, 61-614 Poznań; e-mail: szymon.swiatek@amu.edu.pl, ORCID: 0000-0002-4833-8743; e-mail: adrian.sitarz@amu.edu.pl, ORCID: 0009-0001-1433-9000
[2] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Szkoła Doktorska Nauk Społecznych, ul. Uniwersytetu Poznańskiego 2, 61-614 Poznań; e-mail: milena.zieba@amu.edu.pl, ORCID: 0000-0002-8853-7747
*autor korespondujący

Received: 2024-10-31; **Revised:** 2025-03-19; **Accepted:** 2025-04-30

Teren Pojezierza Gnieźnieńskiego, a szczególnie teren na północny wschód od Poznania, jest przykładem obszaru, na którym występują liczne formy i osady pochodzące z działalności lądolodu podczas fazy poznańskiej. Według Krygowskiego (1961), Bartkowskiego (1963) oraz Żyndy (1996) maksymalny zasięg lądolodu podczas fazy poznańskiej można wyznaczyć na podstawie obecności dwóch wzniesień morenowych, takich jak Góry Morasko (154 m n.p.m.) oraz Dziewiczej Góry (142 m n.p.m.). Centralno-północna część Pojezierza Wielkopolskiego przez wiele lat stanowiła temat dyskusji naukowej geomorfologów, geologów i geografów. W zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej Krygowski (1961) i Kozarski (1962) wyznaczyli z kolei dwa etapy stagnacji lądolodu w trakcie jego deglacjacji, zaznaczone dwoma łańcuchami moren czołowych: (1) oscylację dzwonowsko-lednogórską i (2) oscylację skocko-janowiecką. W późniejszych opracowaniach opisywane pagórki traktowane są również jako moreny czołowe (Makowska 1983; Ewertowski 2009) czy moreny czołowe spiętrzone (Sydow 1996). Dopiero badania Ewert-Krzemieniewskiej (2014) przeprowadzone na terenie żwirowni Niedźwiedziny, znajdującej się nieco na północ od form morenowych zaznaczonych na wcześniejszych mapach geologicznych, wskazały, że geneza wzniesień może być bardziej złożona. Zdaniem tej autorki badania Kozarskiego (1962) przeprowadzone w wyrobisku położonym około 600 m na SE od żwirowni w Niedźwiedzinach mogą być dowodem zapisu początkowego stadium deglacjacji o charakterze frontalnym z możliwością powstania moren czołowych, natomiast pagórki, w obrębie których znajduje się żwirownia, są zapisem późniejszego etapu deglacjacji, która zachodziła arealnie, a lądolód podzielony był na kilka bloków martwego lodu, pomiędzy którymi następowała akumulacja osadów, a następnie uformowanie się kemu. Sytuacja geomorfologiczno-geologiczna tego obszaru po dziś jest kwestionowana/dyskutowana, zwłaszcza że w bliskim sąsiedztwie żwirowni Niedźwiedziny występują rozległe równiny sandrowe.

W roku 2021 podjęto ponownie badania w żwirowni w Niedźwiedzinach, a zakres dotychczasowych wyników badań poszerzony został o szczegółową analizę granulometryczną osadów glacifluwialnych oraz określenie warunków depozycji osadów. Celem tych badań było: (1) rozpoznanie typów środowisk sedymentacyjnych, (2) szczegółowa charakterystyka granulometryczna osadów oraz (3) wskazanie dominującego sposobu transportu dla wydzielonych litofacji, a także (4) próba potwierdzenia lub odrzucenia dotychczasowych hipotez dotyczących genezy badanej formy i klasyfikacji jej jako kemu, sandru bądź moreny czołowej.

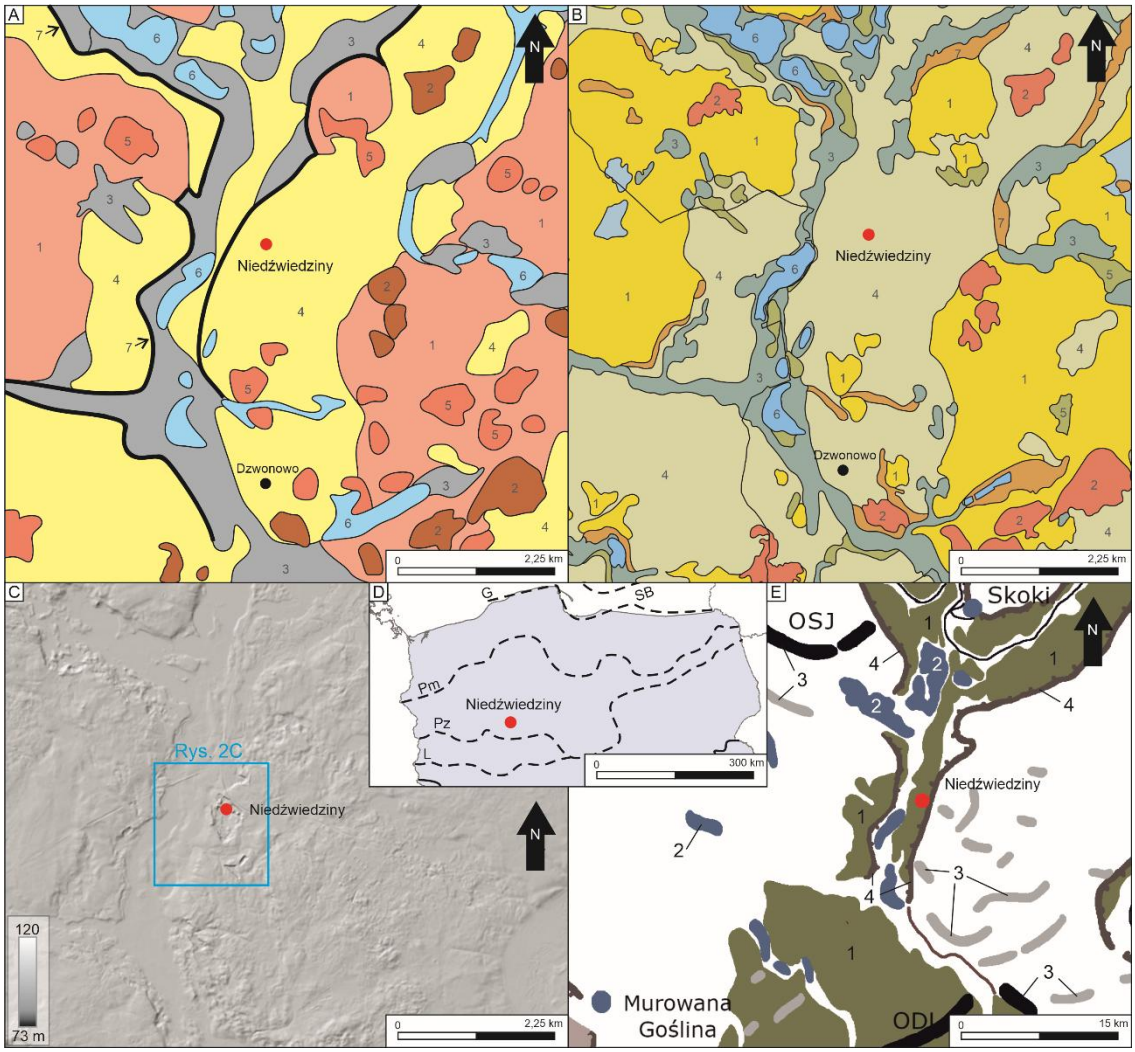
Obszar badań

Stanowisko Niedźwiedziny położone jest około 35 km na północny wschód od Poznania i pod względem administracyjnym należy do gminy Skoki. Obszar badań jest częścią Pojezierza Wielkopolskiego, ściślej Pojezierza Gnieźnieńskiego (Kondracki 2000) i leży na terenie równin sandrowych (sandr Zielonka) związanych z wodami roztopowymi fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia (rys. 1; Kozarski 1962).

W ujęciu geologiczno-tektonicznym obszar sandru Zielonki należy do synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego (Pożaryski 1974; Troć, Sadowska 2006). W bezpośrednim podłożu osadów czwartorzędowych, pod zwartym kompleksem utworów plejstocenu występują osady plioceńskie i mioceńskie. Miąższość ich maleje ze wschodu na zachód.

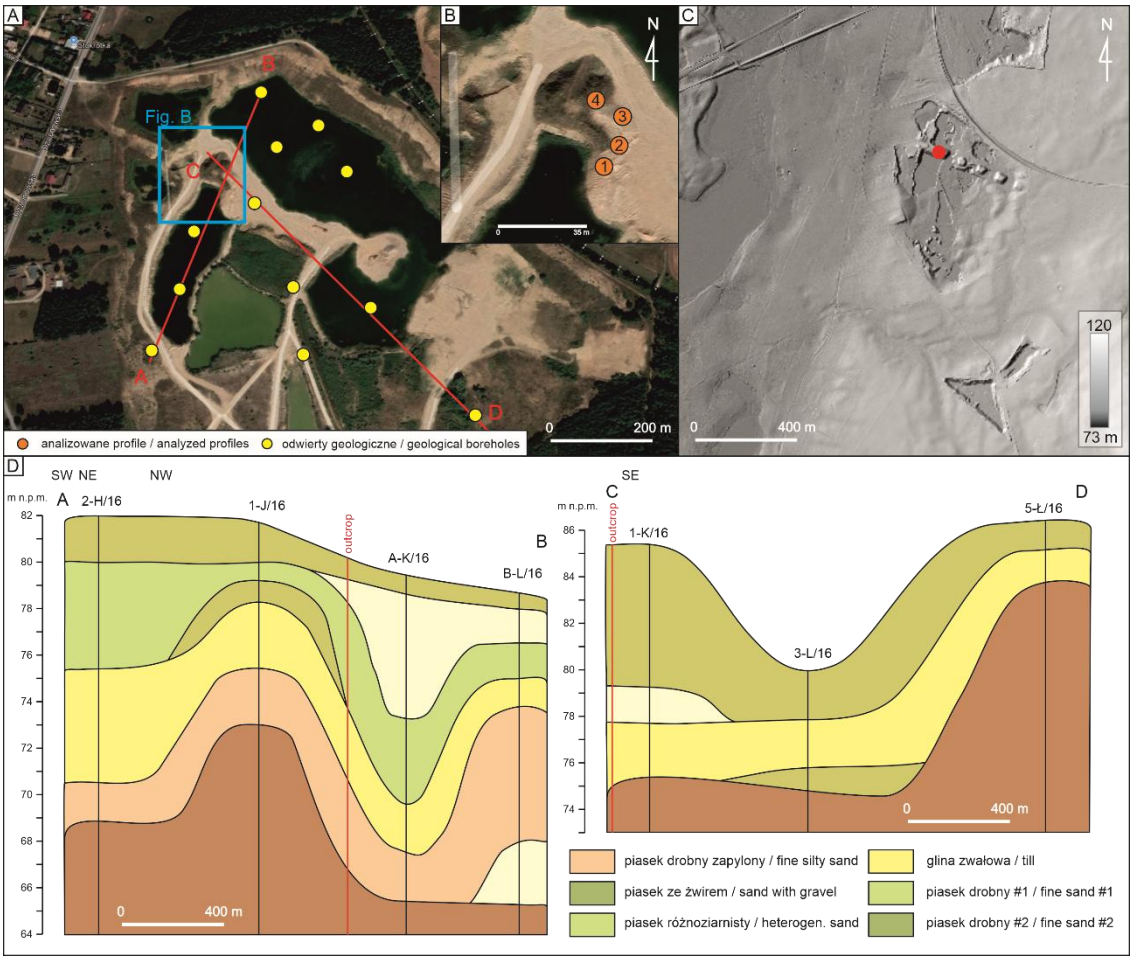
Bezpośrednie otoczenie sandru Zielonki pod względem geomorfologicznym jest bardzo urozmaicone, a formami zajmującymi najwięcej powierzchni są wysoczyzny morenowe, a także rozczłonkowane na mniejsze fragmenty moreny czołowe. Według badań Kozarskiego (1962), sandr ten jest związany z kolejnymi fazami i oscylacjami lądolodu zlodowacenia wisły (rys. 1E) i rozciąga się na południe od Dzwonowa Lednogórskiego, na przedpolu moren czołowych oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej. Zbudowany jest on głównie z piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów i pojedynczych warstewek żwirowych, których miąższość zmienia się od ponad 10 m na północy do około 1,5 m na obrzeżach i południu. Ma postać dwóch nachodzących na siebie stożków napływowych o niewielkim spadku.

Znaczną część bezpośredniego otoczenia sandru pokrywa glina zwałowa, związana z fazą poznańską zlodowacenia wisły (Makowska 1983; Sydow 2004). Jej miąższość w otoczeniu miejsca badań jest zróżnicowana i osiąga maksymalnie 10 m. W rejonie stanowiska Niedźwiedziny osiąga miąższość bliską 2,5 m, a jej geneza wiąże się ze spływami materiału z czoła lądolodu podczas jego recesji (rys. 2; Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski 1990). Część wzgórz moren czołowych zbudowa-



Rys. 1. Położenie obszaru badań Niedźwiedziny w bezpośrednim otoczeniu sandru Zielonka na tle:
A – szkicu geomorfologicznego (SmgP 1:50 000, arkusz Murowana Goślina) (GIS 2024)
1 – wysoczyzna morenowa falista, 2 – moreny czołowe akumulacyjne, 3 – równiny torfowe, 4 – równiny sandrowe, 5 – moreny czołowe spiętrzone, 6 – jeziora i dolinki rzeczne, 7 – rynny wykorzystane przez rzeki
B – szczegółowej mapy geologicznej utworów powierzchniowych (arkusz Murowana Goślina) (GIS 2024)
1 – gliny zwałowe, 2 – piaski i żwiry moren czołowych, 3 – torfy, 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe sandrowe, 5 – torfy na glinach zwałowych, 6 – jeziora, 7 – piaski humusowe
C – Numerycznego Modelu Terenu (GeoPortal 2025)
D – zasięgów faz ostatniego zlodowacenia według Marksa (2004, 2005)
E – północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej według Kozarskiego (1959)
1 – sandry starsze od oscylacji czarnkowskiej, 2 – jeziora, 3 – morena czołowa, 4 – krawędzie erozyjne, ODL – oscylacja dzwonowsko-lednogórska, OSJ – oscylacja skocko-janowiecka; uproszczone i zmodyfikowane

Location of the study area against the background of:
A – simplified geomorphological map (Murowana Goślina sheet) according to the Polish Geological Institute – – National Research Institute (GIS 2024)
1 – undulating moraine plateau, 2 – terminal accumulation moraines, 3 – peat plains, 4 – outwash plains, 5 – terminal moraines, 6 – lakes and river valleys, 7 – channels used by rivers
B – a detailed geological map of Q (Murowana Goślina sheet) according to the Polish Geological Institute – – National Research Institute (GIS 2024)
1 – tills, 2 – sands and gravels of moraines, 3 – peats, 4 – fluvioglacial sandur sands and gravels, 5 – peats on tills, 6 – lakes, 7 – humus sands
C – Numerical Model Terrain (GeoPortal 2025)
D – extent of phase of last glaciation after Marks 2004, 2005
E – the northern part of the Gniezno Plateau according to Kozarski (1959)
1 – sandur before Czarnków Oscilation, 2 – lakes, 3 – end moraine, 4 – erosional edges, ODL – Dzwonowo-Lednogórska Oscillation, OSJ – Skocko-Janowiecka Oscillation); simplified and modified



Rys. 2. Stanowisko badawcze Niedźwiedziny
A – na tle ortofotomapy odkrywki/żwirowni
B – z zaznaczonymi profilami
C – na tle Numerycznego Modelu Terenu (GeoPortal 2025)
D – uproszczone przekroje geologiczne (opracowanie własne na podstawie CBDG 2024)

The Niedźwiedziny study site
A – on an orthophotomap of the outcrop
B – with marked profiles
C – on the Numerical Terrain Model (GeoPortal 2025)
D – simplified geological cross-sections (based on CBDG 2024)

na jest z osadów piaszczysto-żwirowych tej samej fazy (Kozarski 1962). Na analizowanym obszarze występują także osady fluwioglacjalne, które budują głównie równiny sandrowe, ale także wały kemowe położone na południowy zachód od miejsca badań (Sydow 2004). Autor zaznacza również, że powierzchnia terenu obniża się z północy ku południu (N – 113 m n.p.m., S – 102 m n.p.m.). W najbliższym sąsiedztwie stanowiska badawczego znajdują się torfy i jeziora na zachodzie, gliny zwałowe oraz piaski humusowe na północy i wschodzie, a także piaski i żwiry moren czołowych na południu (rys. 1B).

Analizowana forma ma kształt pagórka wydłużonego w kierunku północ-południe (N-S) i osiąga długość około 700 m oraz szerokość około 500 m (rys. 2C). Jej najwyższy punkt znajduje się na południu, osiągając wysokość 98 m n.p.m., natomiast na północy obniża się do 82 m n.p.m. Charakterystyka zboczy jest zróżnicowana – od południa formę cechują łagodne stoki, natomiast od zachodu i północy zbocza są strome i bardziej wyraźnie zaznaczone w rzeźbie terenu. Przekroje geologiczne wskazują, że w obrębie żwirowni Niedźwiedziny na głębokości około 14 m zalega glina zwałowa, stanowiąca podłoże formy, choć

lokalnie może występować płycej, nawet na 8 m (rys. 2D). Powyżej pokładu gliny zwałowej zalegają osady piaszczysto-żwirowe.

Metody badań

Badania terenowe przeprowadzono w 2021 roku w północnej części żwirowni na terenie kopalni KRUSZGEO Niedźwiedziny. Z odsłaniających się średnio- i gruboziarnistych osadów pobrano łącznie 21 próbek z czterech profili sedymentologicznych: profil nr 1 – 6 próbek, profil nr 2 – – 7 próbek, profile nr 3 i nr 4 – po 4 próbki (rys. 3). Każda z próbek ważyła około 200 g.

Pobrane osady wysuszono w temperaturze 105°C i poddano analizie sitowej (Myślińska 2016). W ramach analizy uziarnienia wykorzystano zestaw 24 sit o średnicy od 0,063 mm do 10 mm. Otrzymane wyniki posłużyły do analizy statystycznej przeprowadzonej w oprogramowaniu GRADISTAT (Blott, Pye 2001), podczas której wyznaczono podstawowe parametry statystyczne (średnia średnica, skośność, wysortowanie i kurtoza) metodą logarytmiczną Folka i Warda (1957).

Do sedymentologicznego opisu osadów wykorzystano klasyfikację Uddena-Wenwortha (Udden 1914; Wenworth 1922), a także kod litofacjalny Mialla (1996) z uzupełnieniem/modyfikacjami Zielińskiego (1995, 2014). Zastosowano również analizę orientacji warstw, a także zmierzono kąty upadu, jeśli były obecne.

Na podstawie danych z siedmiu otworów geologicznych udostępnionych w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (2024) wykonano uproszczone przekroje geologiczne dla analizowanego obszaru.

Wyniki

Ogólna charakterystyka osadów

Analizami litologicznymi i litofacjalnymi objęto odsłonięcia w żwirowni Niedźwiedziny. Orientację ścian 1 i 2 określono jako NE-SW, a ścian 3 i 4 jako orientacja NW-SE (rys. 2B). Zaobserwowano głównie osady w postaci średnioziarnistego i gruboziarnistego piasku oraz żwiru z widocznymi strukturami sedymentacyjnymi (rys. 3–5). Wysokość ściany, w wyniku prac eksploatacyjnych przedsiębiorstwa, zmieniała się i wynosiła od około 2 m do 6 m.

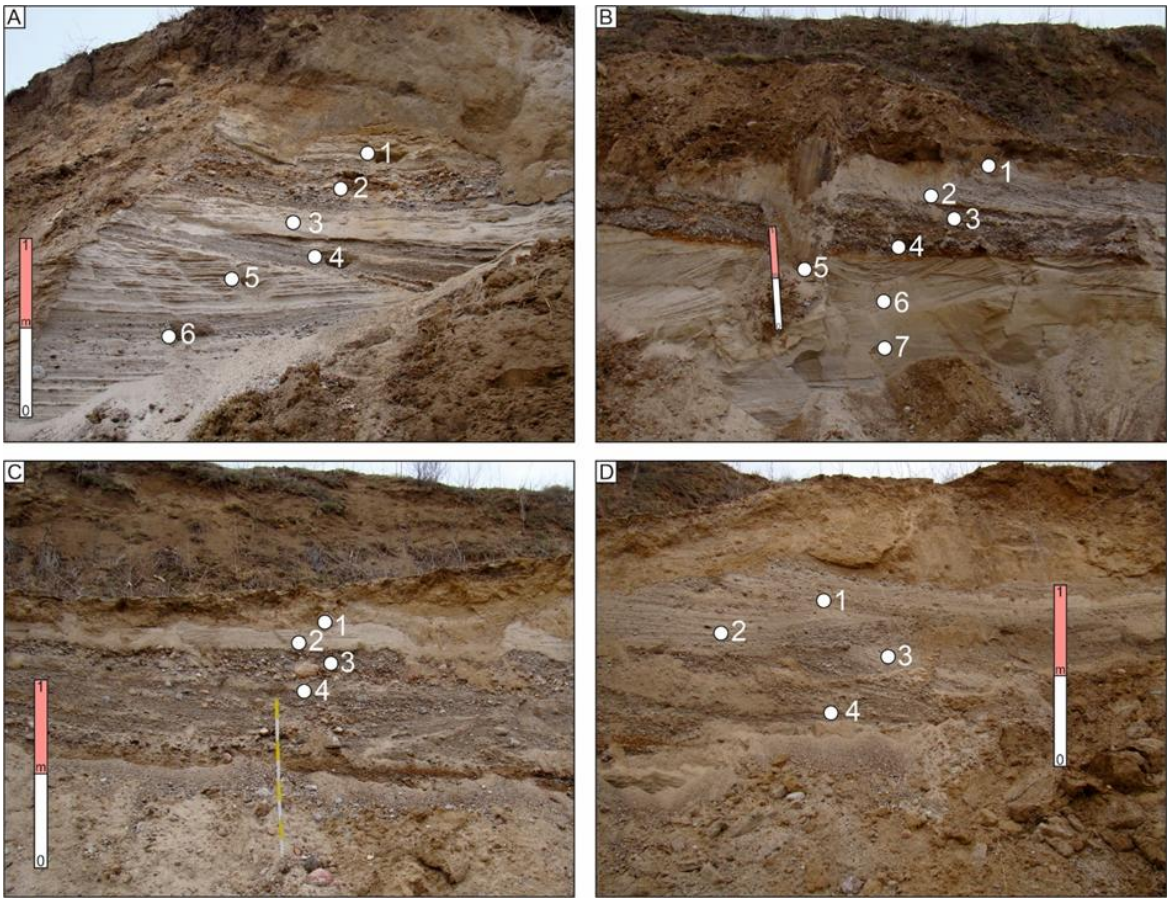
Prace terenowe pozwoliły autorom na wyróżnienie trzech typów struktur sedymentacyjnych: warstwowanie przekątne ogólne (SGx), warstwowanie przekątne rynnowe (St/GSt) oraz warstwowanie horyzontalne (Sh/GSh). Zapis górnej warstwy odsłonięcia przyjęto jako masywna warstwa diamiktonu (GDm).

Profil 1

Profil 1 zlokalizowany jest najbardziej na południe w obrębie kopalni, stanowi jednocześnie ostatni dostępny fragment badanej ściany odkrywki (rys. 2B). Wysokość profilu wynosiła około 4 m, a obserwacjom i dalszym analizom poddano osady występujące 2 m p.p.t. Górną część profilu stanowiła warstwa diamiktonu o miąższości około 0,6 m i charakteryzującego się szaro-beżową barwą (rys. 3A). Tuż pod nim zalegają szare osady piaszczyste warstwowane horyzontalnie (Sh) o miąższości około 0,25 m (próbka nr 1). Spąg tej warstwy nie jest dobrze widoczny. Wraz ze wzrostem udziału większej frakcji wyraźnie zaznaczają się szaro-brązowo-rdzawe osady, w których dominują żwiry, a warstwowanie horyzontalne (GSh; próbka nr 2) jest słabo widoczne. Tuż pod nimi, na głębokości 1,05 m, w warstwie o miąższości 0,2 m występują szare osady piaszczyste z bardzo dobrze widocznym warstwowaniem horyzontalnym (Sh; próbka nr 3). Następnie wyróżniono szaro-beżowe zestawy warstwowań przekątnych o zmiennym udziale frakcji piaszczystej i żwirowej (SGt) i łącznej miąższości 0,9 m (rys. 3–5), których kąt upadu wyniósł około 30°. Pierwszy zestaw (próbka nr 4) odznacza się zdecydowanie większym udziałem frakcji żwirowej od pozostałych, a drugi zestaw – dominującym udziałem frakcji piaszczystej (próbka nr 5). Ostatni zestaw warstwowania przekątnego stanowi prawie równy udział obu frakcji (próbka nr 6).

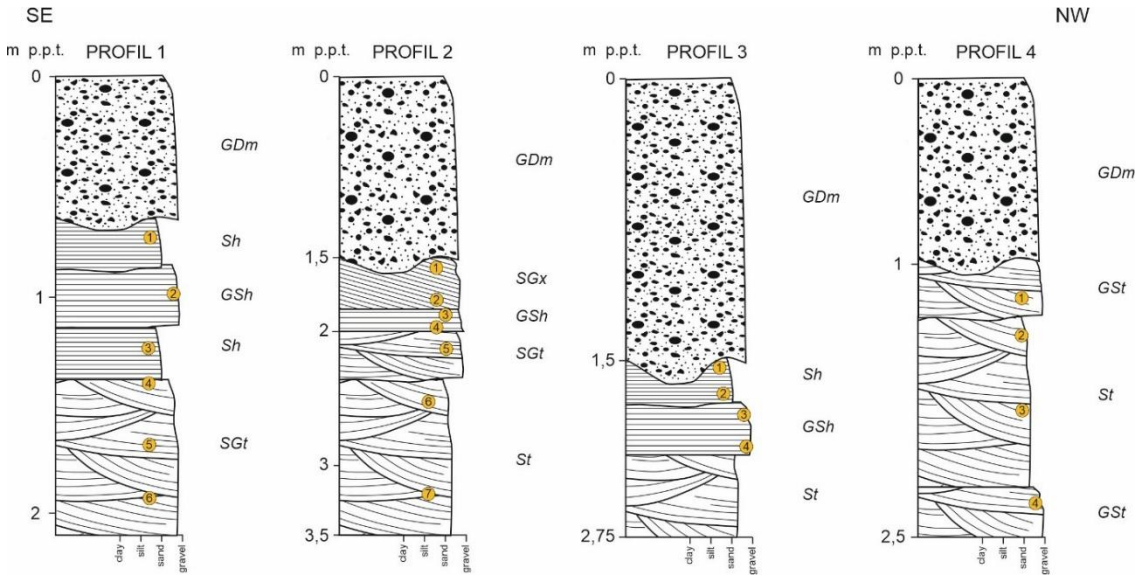
Profil 2

Wysokość drugiego z profili wyniosła około 3,5 m (rys. 4). Górną cześć profilu stanowiła warstwa diamiktonu, której miąższość wynosi około 1,5 m. Bezpośrednio pod nim zalegają szare osady piaszczysto-żwirowe o łącznej miąższości około 0,3 m, z dobrze widocznym warstwowaniem przekątnym ogólnym (SGx), z kątem upadu około 30° (próbki nr 1 i 2). Wyróżniono ponownie szaro-brązowo-rdzawe osady żwirowo-piaszczyste ze słabo widocznym warstwowaniem horyzontalnym (GSh), których zarówno spąg, jak i strop odznaczają się wyraźną rdzawą granicą (próbki nr 3 i 4). Bezpo-



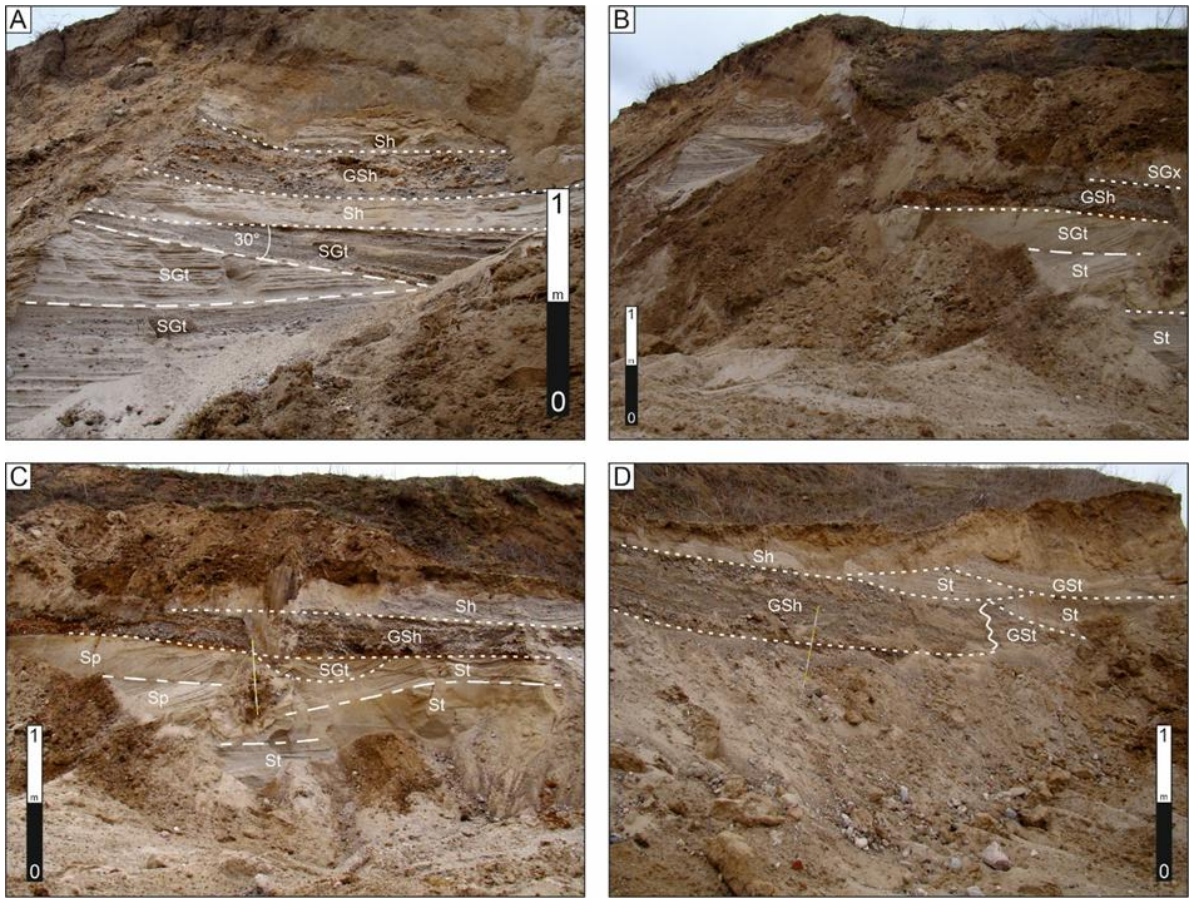
Rys. 3. Analizowane ściany odkrywki wraz z miejscami poboru próbek (*fot. I. Hildebrandt-Radke 2021*)
A – profil 1, B – profil 2, C – profil 3, D – profil 4

Analysed outcrops with sampling points
A – profile 1, B – profile 2, C – profile 3, D – profile 4



Rys. 4. Sedymentologiczny schemat i opis badanych profili za Zielińskim (1995, 2014)
①②… – miejsca poboru próbek

Sedimentological scheme of the analysed profiles after Zieliński (1995, 2014)
①②… – sampling locations



Rys. 5. Analizowane odsłonięcia wraz z rozpoznanymi osadami: profilu 1 (A), profilu 2 (B), profilu 3 (C) oraz profilu 4 (D) (*fot. I. Hildebrandt-Radke 2021*)

Investigated outcrops with recognised sediments of: profile 1 (A), profile 2 (B), profile 3 (C), and profile 4 (D)

średnio pod nimi zalegają szare osady piaszczysto-żwirowe, o miąższości około 0,35 m, z obecnym warstwowaniem przekątnym rynnowym (SGt; próbka nr 5), oraz szare osady piaszczyste, których miąższość wynosi ponad 1 m (rys. 3B). Osady te stanowią dolną część badanego profilu i charakteryzują się zestawami warstwowań przekątnych rynnowych (St), których kąt upadu wynosi około 30° (próbki nr 6 i 7).

Profil 3

Wysokość tego profilu wynosiła około 3 m, a jego główną część stanowi brązowo-rdzawa gliniasta warstwa diamiktonu o miąższości około 1,5 m (rys. 5C). Bezpośrednio pod nim wyróżniono szare osady piaszczyste o warstwowaniu horyzontalnym (Sh) i miąższości około 0,25 m (próbka nr 1). Kolejną w tym profilu litofacją jest szaro-brązowo-rdzawa warstwa żwirowo-piaszczysta o słabym warstwowaniu horyzontalnym (GSh) i miąższości około 1 m (próbki nr 2, 3 i 4). Bezpośrednio pod nią występują warstwy piaszczyste o niecałej 1-metrowej miąższości, z widocznym warstwowaniem przekątnym prostym (Sp) i rynnowym (St).

Profil 4

Ostatni profil reprezentują szaro-beżowe osady gliniastej warstwy, szare osady piaszczyste i żwirowe (rys. 5D). Na głębokości 1 m zalegają szare osady żwirowo-piaszczyste o warstwowaniu przekątnym rynnowym (GSt). Warstwy te nachylone są pod kątem upadu około 20° i mają miąższość około 0,25 m (próbka nr 1). Bezpośrednio pod nimi wyróżniono szaro-brązowe zestawy warstwowań przekątnych rynnowych (St) pod kątem około 30° i o łącznej miąższości około 1 m (próbki nr 2 i 3). W dolnej części profilu zalegają szaro-beżowo-rdzawe osady żwirowo-piaszczyste o słabo widocznym warstwowaniu przekątnym rynnowym (GSt) pod kątem około 10° (próbka nr 4). Osady te stanowią miejsce rozmycia charakterystycznej warstwy żwirowej (GSh), występującej we wszystkich poprzednich profilach.

Analizy laboratoryjne i statystyczne badanych litofacji

Na podstawie wspólnych cech sedymentologicznych i litostratygraficznych, wyników statystycznych oraz dominującego udziału frakcji (piaszczystej lub żwirowej) wyróżniono trzy grupy osadów: (1) GSh, (2) Sh/St oraz (3) SGt/SGx/GSt. Podział ten został dokonany w celu lepszego zrozumienia zróżnicowania litofacji i ich możliwego związku z procesami sedymentacyjnymi.

Litofacja GSh

Osady tej grupy występują w profilach 1–3 i były reprezentowane przez pięć próbek. Dla bardzo drobnoziarnistych żwirów piaszczystych o warstwowaniu horyzontalnym charakterystyczne jest to, że im mniejsza frakcja, tym udział jej znacznie maleje (Tab. 1). Osady te odznaczają się wysokim udziałem frakcji żwirowej (>50%), a także średnim udziałem grubego- i bardzo grubego piasku (odpowiednio ~18 i 17%). Pozostałe frakcje natomiast stanowią nieznaczny udział (0–4%).

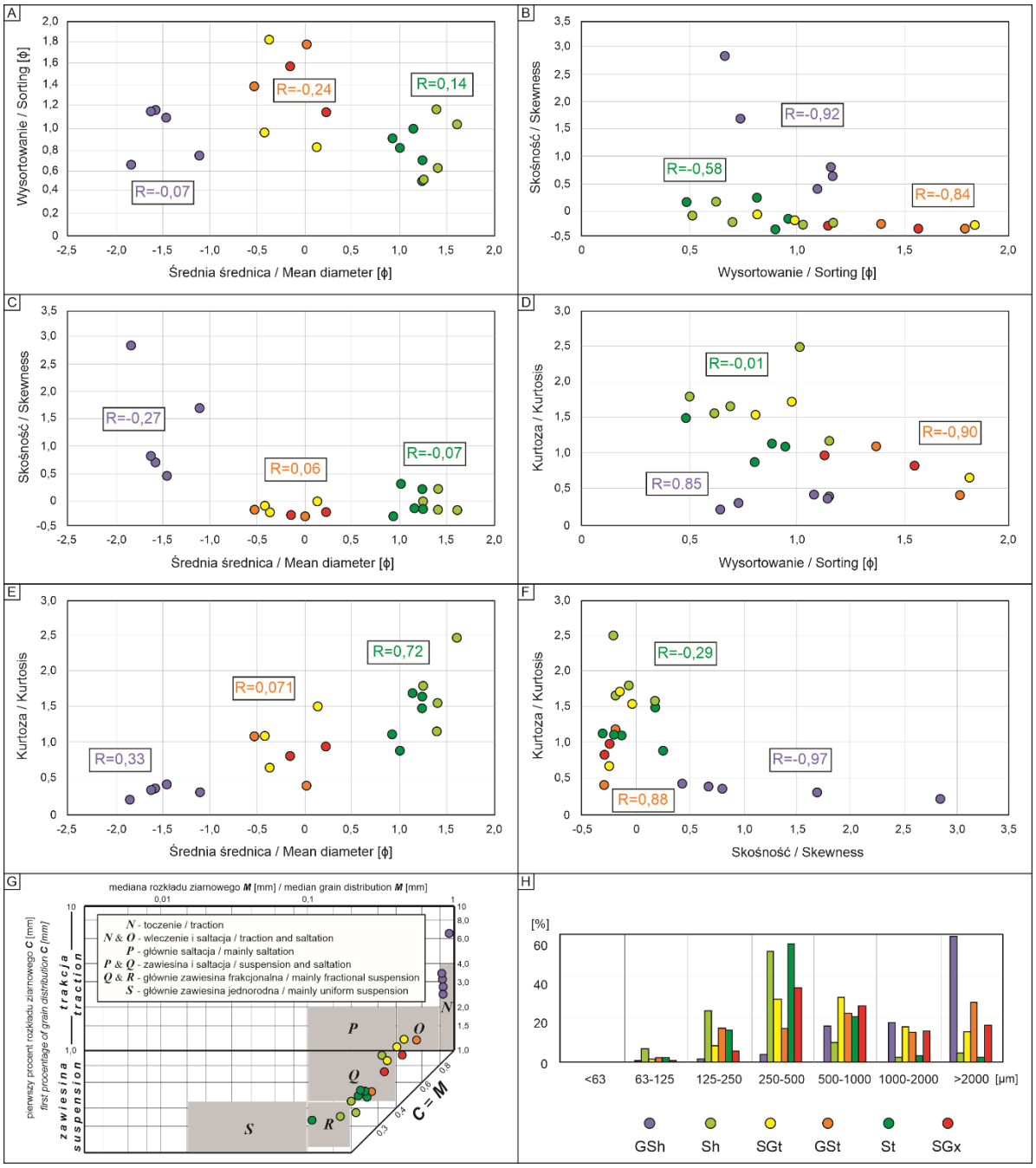
Analizy statystyczne wykazały brak wyraźnej zależności między średnią średnicą a wysortowaniem (rys. 6). Wartości średniej średnicy oscylują wokół -1,5ϕ, natomiast odchylenie standardowe mieści się w przedziale od 0,6ϕ do 1,2ϕ (rys. 6A), co świadczy o słabym i umiarkowanym stopniu wysortowania. Zauważono jednak ujemną korelację dla odchylenia standardowego względem skośności, to jest wraz ze wzrostem wysortowania osadu maleje jego skośność (rys. 6B), która dla każdych próbek należących do tej litofacji jest silnie dodatnia (0,5–2,8). Korelacja ujemna utrzymuje się także dla relacji średnia średnica––skośność (rys. 6C). Wskaźnik kurtozy wykazał, że każda próbka posiadała bardzo platykurtyczny rozkład, a także odnotowano wzrost kurtozy wraz ze wzrostem wysortowania (rys. 6D). Podobną dodatnią, ale o nieco słabszej sile, zależność zauważono dla kurtozy i średniej średnicy (rys. 6E), a odwrotną (ujemną) dla kurtozy i skośności – im większa skośność osadu, tym wartość kurtozy nieznacznie malała (rys. 6F). Osady tej facji były transportowane głównie poprzez toczenie (rys. 6G).

Tabela 1

Reprezentatywne wartości współczynników dla każdej wyznaczonej litofacji
($\bar{x}$ – średnia arytmetyczna, Me – mediana; A – średnia średnica [ϕ], B – wysortowanie [ϕ], C – skośność, D – kurtoza)

Representative values of coefficients for each determined lithofacies
($\bar{x}$ – arithmetic mean, Me – median, A – mean diameter [ϕ], B – sorting [ϕ], C – skewness, D – kurtosis)

Litofacja/ *Lithofacies*		Procentowy udział głównych frakcji/ *Percentage of main fractions* [μm]							Parametry statystyczne/ *Statistical parameters*			
		<63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	>2000	A	B	C	D
GSh	$\bar{x}$	0,03	0,51	1,48	3,55	16,81	18,41	59,04	-1,53	0,96	1,28	0,32
	Me	0,04	0,45	1,61	3,60	17,63	18,75	56,74	-1,58	1,09	0,79	0,34
SGh	$\bar{x}$, Me	0,15	3,44	19,35	68,12	5,69	0,54	2,36	1,40	0,62	0,18	1,56
Sh	$\bar{x}$	0,29	6,23	23,96	51,88	9,26	2,41	4,22	1,42	0,90	-0,17	1,81
	Me	0,18	5,13	25,41	44,21	9,06	1,85	3,39	1,39	1,03	-0,20	1,79
SGt	$\bar{x}$	0,06	1,36	7,73	29,43	30,35	16,52	14,22	0,14	1,08	-0,15	1,23
	Me	0,04	1,36	5,85	23,06	26,38	14,87	10,97	-0,12	0,89	-0,16	1,30
GSt	$\bar{x}$, Me	0,10	1,97	16,05	15,90	22,99	14,02	28,09	-0,26	1,58	-0,26	0,73
St	$\bar{x}$	0,12	2,26	15,14	55,73	21,16	2,98	2,13	1,07	0,80	-0,01	1,29
	Me	0,12	2,35	15,02	52,50	20,67	2,39	2,06	1,07	0,86	0,01	1,29
SGx	$\bar{x}$, Me	0,05	0,87	5,36	35,09	26,33	14,54	17,36	0,03	1,35	-0,28	0,89



Rys. 6. Zależności pomiędzy podstawowymi parametrami statystycznymi (średnia średnica, wysortowanie, skośność i kurtoza) według Folka i Warda (1957) (A–F), a także identyfikacja subpopulacji ziarnowych w zależności od rodzaju transportu wodnego na przykładzie wykresu Passegi (G) oraz histogramy uziarnienia na podstawie średnich wartości poszczególnych litofacji (H)

Relationships between basic statistical parameters (mean diameter, sorting, skewness and kurtosis) according to Folk and Ward (1957) (A–F), as well as identification of grain subpopulations depending on the type of water transport on the example of the Passegi diagram (G) and grain-size histograms based on the average values of individual lithofacies (H)

Litofacja Sh/St

Grupa tych osadów została zarejestrowana we wszystkich profilach i jest reprezentowana przez dziewięć próbek. Średnioziarniste piaski o warstwowaniu horyzontalnym (Sh) i przekątnym rynnowym (St) charakteryzują się dominującym udziałem frakcji średnioziarnistego piasku (Me = 44% dla Sh i 53% dla St). Drugim największym udziałem odznacza się frakcja drobnego piasku dla osadów warstwowanych horyzontalnie

i frakcja grubego piasku dla osadów warstwowanych przekątnie (Tab. 1). Frakcje mniejsze (<125μm) i większe (>1000μm) stanowiły tylko kilka procent całego rozkładu próbek.

Osady tej grupy odznaczają się zbliżoną wartością średniej średnicy (Me = 1,39ϕ dla Sh, Me = 1,07ϕ dla St), a zmienną wartością wysortowania (0,4–1,2ϕ). Korelacja pomiędzy tymi parametrami jest jednak bardzo słaba (rys. 6A). Zauważono korelację ujemną pomiędzy wysortowaniem a skośnością, to jest im większa wartość odchylenia standardowego, tym mniejsza wartość skośności (rys. 6B). Osady grupy Sh/St charakteryzują się słabym, umiarkowanym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem, a także lepto- i bardzo leptokurtycznym rozkładem. Nie określono żadnej zależności pomiędzy średnią średnicą a skośnością – wartość pierwszego parametru zawiera się w przedziale 1,0–1,5ϕ, a skośność jest stała dla próbek pochodzących z tego samego profilu (rys. 6C). Brak również korelacji dla relacji wysortowanie–kurtoza (rys. 6D), a także relacji pomiędzy skośnością a kurtozą (rys. 6F). Należy zwrócić jednak uwagę, że zachodzą pewne korelacje dla próbek pochodzących z tego samego profilu (profile nr 1, 2 i 4). Zauważono dodatnią korelację pomiędzy średnią średnicą a kurtozą, to jest im większa wartość średnicy, tym większa kurtoza (rys. 6E). Osady tych facji były transportowane głównie w formie zawiesiny frakcjonalnej (rys. 6G).

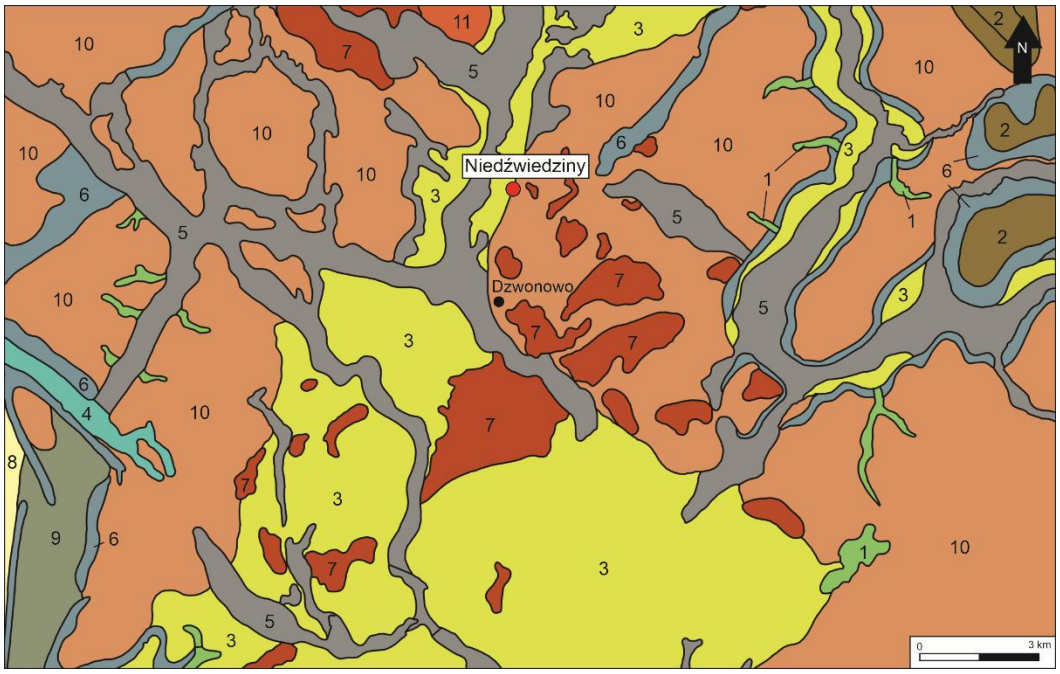
Litofacja SGt/SGx/GSt

Osady tej grupy występują w trzech profilach (nr 1, 2 i 4) i są reprezentowane przez siedem próbek. Do tego zbioru zaliczono bardzo gruboziarniste piaski żwirowe o warstwowaniu przekątnym rynnowym (SGt), gruboziarniste piaski o warstwowaniu przekątnym ogólnym (SGx), a także drobno- i średnioziarniste żwiry o warstwowaniu przekątnym rynnowym (GSt). Litofacja SGt charakteryzuje się podobnym udziałem frakcji średniego i gruboziarnistego piasku (odpowiednio Me = 23% i Me = 26%; Tab. 1). Piaski o warstwowaniu przekątnym ogólnym (SGx) cechuje dominujący udział frakcji średniego piasku (Me = 35%), a także znaczący udział frakcji grubego piasku (Me = 26%). Żwiry (GSt) natomiast odznaczają się największym udziałem frakcji żwirowej (Me = 28%), frakcji gruboziarnistego piasku (Me = 23%), a także zbliżonym udziałem frakcji drobnego- i bardzo drobnoziarnistego oraz bardzo gruboziarnistego piasku (Me w przedziale 14–16%).

Podobnie jak w poprzednich grupach osadów, nie stwierdzono zależności między średnią średnicą a wysortowaniem (rys. 6A). Osady te charakteryzują się nieznacznie ujemną lub bliską zeru wartością średniej średnicy (Me w przedziale od -0,26ϕ do 0,03ϕ) i rozproszoną wartością odchylenia standardowego (0,8–1,8ϕ). Zauważono korelację ujemną pomiędzy wysortowaniem a skośnością, to jest im osad gorzej wysortowany, tym wartość skośności maleje aż do -0,3 (rys. 6B). Osady te cechują się słabym (GSt i SGx) oraz umiarkowanym (SGt) stopniem wysortowania, a także ujemną wartością skośności (od -0,307 do -0,04), która w relacji do średniej średnicy, a także do kurtozy wykazuje brak zależności (rys. 6C, 6E). Zauważono negatywną zależność pomiędzy wysortowaniem a kurtozą, to jest im większe wysortowanie, tym wartość kurtozy maleje (rys. 6D). Rozkłady próbek wykazują zróżnicowanie, gdyż są mezokurtyczne, platykurtyczne oraz leptokurtyczne i nie można przyporządkować jednego rozkładu do jednego wydzielenia litologicznego. Odnotowano jednak zależność pomiędzy skośnością i kurtozą wykazującą korelację dodatnią, to jest wraz ze wzrostem skośności wrasta także kurtoza (rys. 6F). Osady tych facji były transportowane zarówno poprzez saltację, jak i w formie zawiesiny (rys. 6G).

Dyskusja

Różnice w interpretacjach geologicznych i geomorfologicznych obszaru okolic Niedźwiedzin są znaczące, co uwidacznia się w porównaniu dostępnych map i literatury (rys. 1, 7). Na mapie geomorfologicznej opracowanej przez Krygowskiego (1961), Kozarskiego (1962), Makowską (1983) oraz Karczewskiego i in. (2007) stanowisko badawcze Niedźwiedziny zlokalizowane jest na terenie wysoczyzny morenowej falistej, z towarzyszącymi jej równinami sandrowymi (w tym sandr Zielonki), które mają nieco mniejszy zasięg niż wskazane na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski (Sydow 2004; rys. 1A). Równiny te, według mapy geomorfologicznej, rozciągają się bardziej na zachód od żwirowni i obejmują znaczną część obszaru przylegającego od południa (rys. 7). W bezpośrednim sąsiedztwie Niedźwiedzin znajdują się także strefy pagórków moreny czołowej, rynny o płaskim dnie oraz terasy zalewowe dolin rzecznych. Zgodnie z propozycją Ewert-Krzemieniewskiej (2014) forma usytuowana kilkadziesiąt metrów na południe od analizowanych powyżej profili ma cechy kemu. Zarówno wyniki badań



Rys. 7. Położenie obszaru badań na tle uproszczonej mapy geomorfologicznej według Krygowskiego (1961), Kozarskiego (1962) oraz Karczewskiego i in. (2007)
1 – dolina, dolinka, 2 – pagórki ostańcowe, 3 – równiny sandrowe, 4 – rynny o dnie pagórkowatym, 5 – rynny o dnie płaskim, 6 – stopnie terasowe, 7 – strefa pagórków moreny czołowej, 8 – terasa środkowa wydmowa, 9 – terasa wysoka, 10 – wysoczyzna morenowa falista, 11 – wysoczyzna morenowa płaska

Location of the study area on the background of a simplified geomorphological map according to Krygowski (1961), Kozarski (1962), and Karczewski *et al.* (2007)
1 – valley, small valley, 2 – erosional residual hills, 3 – outwash plains, 4 – subglacial troughs with a hummocky bottom, 5 – subglacial troughs with a flat bottom, 6 – terrace steps, 7 – zone of terminal moraine hills, 8 – middle dune terrace, 9 – high terrace, 10 – undulating moraine upland, 11 – flat moraine upland

Ewert-Krzemieniewskiej (2014), jak i wykonane obecnie prace pokazują, że niezbędne są dodatkowe badania, które potwierdzałyby obecność potencjalnych form glacifluwialnych w otoczeniu sandru Zielonki, takich jak kemy czy ozy.

Z kolei szczegółowa mapa geologiczna Polski przedstawia obszar (Sydow 2004; rys. 1), którego budowa geologiczna odsłania się w stanowisku Niedźwiedziny jako zdominowany przez piaski i żwiry wodnolodowcowe sandrowe, które pokrywają również większą część terenu przedstawionego na tym arkuszu (rys. 1). Także na tej mapie brakuje odniesień do potencjalnego występowania kemów, zaproponowanych przez Ewert-Krzemeniewską (2014).

Analizowana forma geomorfologiczna z Niedźwiedzin wykazuje cechy morfologiczne (rys. 1C, 2C), które pozwalają sugerować różne możliwości określenia jej genezy, takie jak kem, sandr czy morena czołowa, co podkreśla złożoność procesów glacifluwialnych zachodzących w tym odcinku strefy czołowomorenowej fazy poznańskiej. Kemy, jako formy geomorfologiczne o genezie glacifluwialnej, powstają w wyniku akumulacji piasków i żwirów w szczelinach oraz zagłębieniach martwego lodu, a także pomiędzy bryłami lodu stagnującego czy teras kemowych (Mojski 1969; Terpiłowski 2008; Pisarska-Jamroży i in. 2010; Hildebrandt-Radke 2016). Złożona struktura tych osadów jest efektem dynamicznych procesów sedymentacyjnych, czego dowodem jest obecność piasków i żwirów z warstwowaniem przekątnym (GSt, St, Sp) w profilu z Niedźwiedzin (por. Terpiłowski 2008; Ewert-Krzemieniewska 2014). Takie cechy sugerują genezę kemową, jednak ich obecność nie stanowi jednoznacznego potwierdzenia, ponieważ podobne struktury mogą występować również w sandrach, ozach i innych formach glacifluwialnych (Pisarska-Jamroży i in. 2010; Pisarska-Jamroży, Zieliński 2011; Giriat i in. 2017; Rdzany i in. 2020). Badania Ewert-Krzemieniewskiej (2014) jako pierwsze zmieniły narrację procesów tam zachodzących, pokazując udział wytapiania osadów z martwego lodu i lokalną akumulację, co skutkowało uformowaniem się kemu. Analizowana forma rzeczywiście wykazuje cechy charakterystyczne dla kemu, co potwierdzają zarówno jej

morfologia, jak i budowa geologiczna. Asymetria stoków, z łagodniejszym nachyleniem na południu i bardziej stromymi zboczami na północy i zachodzie, wskazuje na akumulację osadów w środowisku związanym z topniejącym martwym lodem (Niewiarowski 1965; Livingstrone i in. 2010). Dodatkowo obecność gliny zwałowej na głębokości 8–14 m oraz dominacja osadów piaszczysto-żwirowych powyżej sugerują genezę związaną z sedymentacją glacifluwialną (por. Brodzikowski, Van Loon 1991), co wzmacnia hipotezę o kemowej naturze formy.

Rozległe sandry, które powstają w wyniku działalności wód roztopowych podczas recesji lądolodu, charakteryzują się zazwyczaj płaskimi równinami zbudowanymi z piasków i żwirów deponowanych na przedpolu lodowca (Klimaszewski 1982; Radziszewski i in. 2011; Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014; Giriat i in. 2017). Obecność horyzontalnego warstwowania oraz piasków i żwirów (Sh, GSh) w osadach z Niedźwiedzin może wskazywać na procesy depozycji typowe dla środowisk sandrowych (por. Zieliński 1993; Frydrych, Rdzany 2024). Analiza granulometryczna i lokalna złożoność osadów sugerują bardziej dynamiczne i ograniczone w czasie środowisko depozycji, co sprawia, że forma ta nie odpowiada w pełni klasycznemu sandrowi (por. Zieliński, Van Loon 2003). Należy jednak podkreślić, że niewielkie profile poddane analizie nie są na tyle rozbudowane, aby jednoznacznie wykluczyć genezę sandrową, co sugerował Kozarski (1962). Również na sandrach mogą występować bardzo zróżnicowane warunki sedymentacyjne, a dynamika procesów bywa znacząca (por. Zieliński 1993; Pisarska-Jamroży, Zieliński 2011, 2014). Zieliński (2003) wskazuje, że formę sandrową w strefie marginalnej można rozpoznać po strukturach typu Gp, GSe oraz SGe, których tutaj nie wykazano (por. rys. 5). Analizowana forma nie wykazuje cech morfologicznych charakterystycznych dla sandru, ponieważ jej wyraźne wyniesienie oraz zróżnicowana rzeźba stoków sugerują akumulację osadów na martwym lodzie, a nie na rozległej równinie fluwioglacjalnej (por. Ewert-Krzemieniewska 2014). Jednakże obecność analizowanej formy znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie równin sandrowych, a przede wszystkim na obszarze sandru Zielonki (rys. 1A).

Moreny czołowe, zbudowane z glin zwałowych, głazów oraz żwirów i piasków gruboziarnistych, stanowią kolejną możliwą hipotezę genezy (por. Zieliński 1992; Roman 2024). Tego typu formy często odzwierciedlają akumulację materiału w strefie marginalnej lodowca (Zieliński 2003). Zbieżny dwuosiowy układ pagórków morenowych pozwala przychylić się do stwierdzenia, że zarówno osady, jak i formy świadczą o istnieniu w tym miejscu strefy marginalnej lądolodu fazy poznańskiej (Krygowski 1961). Również obecność diamiktonu żwirowego sugeruje akumulacyjną morenę czołową (Zieliński 1992, 2003; Zieliński, Van Loon 1996). W przypadku Niedźwiedzin obecność glin zwałowych w pobliskich osadach mogłaby wspierać tę hipotezę, jednak brak charakterystycznych wałów morenowych blisko stanowiska oraz przewaga osadów glacifluwialnych nad glacjalnymi osłabiają jej zasadność. Również kształt formy terenu nie wykazuje typowych cech moreny czołowej (rys. 2C), choć obecność gliny została potwierdzona w podłożu stanowiska (rys. 2D).

Podobnie cechy osadów wskazujące na depozycję w tunelach, kanałach czy szczelinach lodowcowych, typowe dla ozów, nie znajdują pełnego potwierdzenia w przypadku formy z Niedźwiedzin, gdyż brak tu ciągłych, wydłużonych form charakterystycznych dla tego typu rzeźby terenu (por. Krupa, Hojan 2015). Ponadto region ten został rozpoznany przez Krygowskiego (1961) jako strefę marginalną lądolodu fazy poznańskiej, co zdaniem Zielińskiego (2003) wyklucza obecność form ozowych w takim środowisku. Również morfologia analizowanej formy nie wykazuje domyślnego ozu (Storrar i in. 2014).

Sekwencja osadów, z kolei, odzwierciedla złożoną historię transportu i depozycji w warunkach fluwioglacjalnych, charakteryzujących się zmiennym reżimem hydraulicznym. Początkowo warstwowanie rynnowe piasku (St) wskazuje na transport w formie zawiesiny frakcjonalnej oraz częściowo przez saltację, co sugeruje wysoki poziom energii przepływu wody, zdolny do mobilizacji i depozycji drobnoziarnistych osadów. Następujące po nim horyzontalne warstwowanie piasku (Sh) może świadczyć o stopniowym wygaszaniu energii przepływu i osadzaniu materiału w bardziej spokojnych warunkach sedymentacyjnych (Racinowski i in. 2001). Depozycja horyzontalnie warstwowanego gruboziarnistego żwiru (GSh), transportowanego głównie poprzez toczenie, sugeruje dominację mechanizmu trakcji, co jest charakterystyczne dla okresów obniżonej prędkości przepływu, umożliwiających osadzanie większych frakcji. Kolejne warstwowanie horyzontalne piasku może wskazywać na ponowne zwiększenie dynamiki przepływu, prowadzące do depozycji drobniejszych frakcji w zawiesinie. Ostateczna akumulacja masywnego diamiktonu żwirowego o słabo wykształconej strukturze

wewnętrznej sugeruje osadzanie w warunkach grawitacyjnych spływu ziarnowego lub bezpośrednio związanych z wytapianiem brył martwego lodu, co może świadczyć o wpływie procesów glacjalnych na końcową fazę sedymentacji analizowanej formy (Zieliński 2003; Terpiłowski 2008).

Na podstawie przeprowadzonych badań sedymentologicznych i granulometrycznych analizowana forma terenu z Niedźwiedzin wykazuje również morfologiczne cechy charakterystyczne dla kemu glacifluwialnego (por. Terpiłowski 2008). Struktury warstwowania przekątnego oraz zmienne granulometrycznie osady, składające się z piasków i żwirów, wskazują na ich depozycję w przestrzeniach pomiędzy bryłami martwego lodu (por. Ewert-Krzemieniewska 2014). Tego rodzaju procesy są typowe dla środowiska glacifluwialnego, w którym wody roztopowe transportują i osadzają materiał osadowy w lokalnych zagłębieniach oraz szczelinach lodowcowych w warunkach pasywnego lodu (Terpiłowski 2008). Złożoność środowiska depozycji oraz obecność różnorodnych struktur sedymentacyjnych (St, Sh, Sp, GSh, GSt) podkreślają, że forma w Niedźwiedzinach mogła być kształtowana jako kem glacifluwialny, w zmiennych warunkach hydrodynamicznych, związanych z różnym tempem topnienia lodu martwego. Takie uwarunkowania wpływają na różnorodność uziarnienia osadów, które obejmują zarówno drobnoziarniste piaski, jak i gruboziarniste żwiry, wskazując na zmienną energię przepływu wód roztopowych i w konsekwencji transport osadu (Ewert-Krzemieniewska 2014).

Nie można również wykluczyć scenariusza, że analizowana forma wykazuje cechy wskazujące na złożoną ewolucję geomorfologiczną, w której kluczową rolę odegrały zarówno procesy typowe dla form szczelinowych, jak i późniejsza depozycja osadów sandrowych. W pierwszej fazie formowanie trzonu analizowanej formy było związane z akumulacją osadów w przestrzeniach pomiędzy bryłami martwego lodu, co jest charakterystyczne dla kemów (Terpiłowski 2008). Świadczą o tym zróżnicowana miąższość osadów, obecność warstwowania rynnowego i horyzontalnego w osadach piaszczysto-żwirowych oraz struktury deformacyjne, wynikające z późniejszego wytapiania się lodu. W tym czasie osady były deponowane w ograniczonych przestrzeniach, co skutkowało ich lokalną akumulacją i asymetrycznym ukształtowaniem formy. W drugiej fazie, po dalszej recesji lądolodu, kiedy jego czoło znajdowało się już daleko na północ, wody proglacjalne mogły otoczyć wcześniej zdeponowany kem osadami sandrowymi. Proces ten tłumaczy występowanie osadów piaszczysto-żwirowych na powierzchni formy oraz dominację struktur sedymentacyjnych typowych dla przepływów glacifluwialnych (Zieliński 1993). Równocześnie obecność gliny zwałowej na różnych głębokościach (8–14 m) sugeruje, że podłoże tej formy może być pozostałością wcześniejszych osadów subglacjalnych, które zostały częściowo przekształcone w wyniku działania późniejszych procesów glacifluwialnych (Kasprzak, Kozarski 1984).

Podsumowując, analizowana forma terenowa najprawdopodobniej powstała jako kem, a następnie została częściowo przekształcona przez osady sandrowe w wyniku działania wód roztopowych związanych z formowaniem sandru Zielonka. Połączenie osadów kemowych i sandrowych wskazuje na wielofazowy rozwój rzeźby terenu, gdzie początkowa akumulacja osadów w zagłębieniach martwego lodu została później zastąpiona transportem osadów przez wody proglacjalne. Taki model wyjaśnia zarówno asymetrię stoków, jak i obecność różnorodnych litofacji. Złożoność tej formy potwierdza potrzebę dalszych badań w celu pełniejszego określenia historii depozycji osadów w tym rejonie.

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań sandru Zielonki (stanowisko Niedźwiedziny) oraz analizy osadów glacifluwialnych można stwierdzić, że badana forma geomorfologiczna wykazuje cechy wskazujące na różne możliwości interpretacji jej genezy, przy czym kluczową rolę odegrały procesy związane z ustępowaniem lądolodu, w tym związane z obecnością martwego lodu. Akumulacja serii glacifluwialnych zachodziła w zmieniających się warunkach depozycyjnych, od środowiska o wysokiej energii do warunków niskoenergetycznych, co było skutkiem odległości od topniejących brył lodowych. Kem ten następnie mógł być przykryty osadami wynikającymi z udziału wód roztopowych, gdy lądolód znajdował się już daleko na północ. Osady te mogły otoczyć wcześniej istniejący kem, częściowo go przykrywając i wypełniając przestrzenie wokół niego.

Wyniki badań sedymentologicznych wykazują obecność osadów piaszczysto-żwirowych oraz struktur warstwowania przekątnego, które są charakterystyczne dla form glacifluwialnych, takich jak kemy i sandry. Jednocześnie brak wyraźnych cech typowych dla moren czołowych, jak na przykład dominacja gliny zwałowej czy obecność

głazów, sugeruje, że forma ta zapewne nie jest klasyczną moreną.

W związku z wynikami przeprowadzonych badań zasadne wydaje się postulowanie aktualizacji treści szczegółowych map geologicznych i geomorfologicznych tego obszaru. Dostępne obecnie mapy opierają się głównie na wcześniejszych opracowaniach i interpretacjach, nie uwzględniają pełnej złożoności form geomorfologicznych, które wyłaniają się z nowych badań. Konieczność aktualizacji dotyczy zarówno klasyfikacji badanej formy, jak i rewizji zasięgów równin sandrowych oraz moren czołowych, co pozwoliłoby na bardziej precyzyjne rekonstrukcje procesów deglacjacyjnych na terenie Pojezierza Gnieźnieńskiego oraz interpretację zdarzeń związanych z fazą poznańską zlodowacenia wisły w tym rejonie. Taka rewizja pomoże lepiej zrozumieć genezę i rozwój rzeźby tego regionu, a także umożliwi bardziej precyzyjne planowanie przyszłych badań geologicznych i geomorfologicznych w tym rejonie.

Podziękowania

Praca została wykonana w ramach działań Studenckiego Koła Naukowego Geografów im. S. Pawłowskiego UAM. Autorzy dziękują również przedsiębiorstwu KRUSZGEO Niedźwiedziny za umożliwienie badań, a także Iwonie Hildebrandt-Radke oraz Mateuszowi Mleczakowi za prowadzone dyskusje i wskazówki nad wynikami badań. Autorzy bardzo dziękują anonimowym Recenzentom i redakcji za cenne uwagi i komentarze.

Literatura

Bartkowski T. 1963. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz. I). *Badania Fizjograficzne Polski Zachodniej* 11: 7-50.

Blott S.J., Pye K. 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(11): 1237-1248. https://doi.org/10.1002/esp.261

Borowiak D. 2014. Optical Properties of Polish Lakes: The Secchi Disc Transparency. *Limnological Review* 14(3): 131-144. https://doi.org/10.1515/limre-2015-0003

Brodzikowski K., Van Loon A.J. 1991. Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology* 49.

Centralna Baza Danych Geologicznych (CBDG). 2024. Online: https://gis.pgi.gov.pl/ (data ostatniego dostępu: 26.02.2024).

Ewert-Krzemieniewska A. 2014. Kame or moraine? A sedimentological study of a glaciomarginal landform at Niedźwiedziny (Great Polish Lowland). *Geologos* 20(3): 167-181. https://doi.org/10.2478/logos-2014-0013

Ewertowski M. 2009. Wykształcenie litofacjalne i morfologiczne współczesnych i vistulianskich wałów lodowo-morenowych na wybranych obszarach Spitsbergenu i Wielkopolski (maszynopis niepublikowanej rozprawy doktorskiej). UAM, Poznań.

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. https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D

Frydrych M., Rdzany Z. 2024. The role of extreme events in formation the relief and sediments of the marginal zone of the Widawka lobe near Radomsko, Central Poland. *Acta Geographica Lodziensia* 116: 225-249. https://doi.org/10.26485/AGL/2024/116/13

GeoPortal. 2025. Online: https://mapy.geoportal.gov.pl (data ostatniego dostępu: 26.02.2025).

Giriat D., Smolska E., Woźniak B. 2017. Cechy sedymentologiczne osadów wodnolodowcowych w żwirowni Łubienica-Superunki (SE części Wysoczyzny Ciechanowskiej). *Landform Analysis* 33: 25-36. http://dx.doi.org/10.12657/landfana-033-003

GIS. 2024. Online: https://gis.pgi.gov.pl/ (data ostatniego dostępu: 26.02.2024).

Hildebrandt-Radke I. 2016. Środowisko geograficzne Poznania. [W:] M. Kara, M. Makohonienko, A. Michałowski (red.) *Przemiany osadnictwa i środowiska przyrodniczego Poznania i okolic od schyłku starożytności do lokacji miasta*. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań: 23-46.

Karczewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z. 2007. Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej w skali 1:300 000 wersja numeryczna pod redakcją B. Krygowskiego. Wyd. PRESS AMU, Poznań.

Kasprzak L., Kozarski S. 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Klimaszewski M. 1982. Detailed geomorphological maps. *ITC Journal* 3: 265-271.

Kondracki J. 2000. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.

Kozarski S. 1959. O genezie chodzieskiej moreny czołowej. *Badania Fizjograficzne Polski Zachodniej* 5: 45-72.

Kozarski S. 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. *Prace Komisji Geograficznej i Geologicznej* 2(3).

Kozarski S. 1990. Pleni- and Late Vistulian aeolian phenomena in Poland: New occurrences, palaeoenvironmental and stratigraphic interpretations. *Acta Geographica Debrecina*.

Krupa A., Hojan M. 2015. Analiza poglądów na rozwój ozów. *Journal of Education, Health and Sport* 5(12): 717-730.

Krygowski B. 1961. Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolskiej, 1:100 000, arkusz Rogoźno. UAM, Poznań.

Livingstrone S.J., Evans D.J.A., Cofaigh C.O., Hopkins J. 2010. The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): morphology, sedimentology and formation. *Proceedings of the Geologists Association* 121(4): 423-443.

Makowska A. 1983. Mapa geologiczna Polski, 1:200 000, wersja A – mapa utworów powierzchniowych, Arkusz Gniezno. PIG–PIB, Warszawa.

Marks L. 2004. Pleistocene glacial limits in Poland. *Developments in Quaternary Sciences* 2: 295-300.

Marks L. 2005. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny* 53(10): 988-993.

Marks L., Ber A., Gogołek A., Piotrowska K. 2006. Mapa geologiczna Polski 1: 500 000. PIG, Warszawa.

Miall A.D. 1996. The geology of fluvial deposits – sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4

Mojski J.E. 1969. Kemy jako wskaźniki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. *Czasopismo Geograficzne* 38(3): 275-290.

Myślińska E. 2016. Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wyd. UW, Warszawa.

Niewiarowski E. 1965. Conditions of occurrence and distribution of kame landscapes in the Peribalticum within the area of the last glaciation. *Geographia Polonica* 6: 7-18.

Pisarska-Jamroży M., Zieliński T. 2011. Cykliczność sedymentacji osadów sandrowych na przykładzie sandru Drawy, stanowiska Mielenko Drawskie i Woliczno, NW Polska. [W:] M. Pisarska-Jamroży, R. Dobracki (red.) *Osady glacigeniczne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań: 41-53.

Pisarska-Jamroży M., Zieliński T. 2014. Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and palaeoenvironmental conditions. *Boreas* 43: 330-348. https://doi.org/10.1111/bor.12041

Pisarska-Jamroży M., Machowiak K., Krzyszkowski D. 2010. Sedimentation style of Pleistocene kame from the Western Sudety Mountains, S Poland. *Geologos* 16: 101-110.

Pożaryski W. 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: W. Pożaryski (red.) *Budowa geologiczna Polski*. *Tektonika. Cz. 1. Niż Polski* 4: 24-34.

Racinowski R., Szczypek T., Wach J. 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wyd. UŚ, Katowice.

Radziszewski P., Piłat J., Radziszewski R., Kowalski K.J. 2011. Kruszywa polodowcowe Polski północno-wschodniej do nawierzchni drogowych. *Drogownictwo* 7–8: 226-231.

Rdzany Z. 2006. Osady deglacjacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego. *Przegląd Geologiczny* 54(4): 343-351.

Rdzany Z. 2015. The role of the paraglacial environment in the transformation of glacial Wartanian relief in Poland. *Bulletin of Geography, Physical Geography* 8: 33-45.

Rdzany Z., Frydrych M., Szmidt A. 2020. Rozwój rynny Miazgi-Wolbórki (Polska środkowa) w świetle analizy jej wypełnienia. *Przegląd Geologiczny* 68(7): 584-600.

Roman M. 2024. Internal structure of the Kutno end moraine (Kłodawa Plateau, central Poland): contributions from documentation of former mining excavations. *Acta Geographica Lodziensia* 116: 171-188. https://doi.org/10.26485/AGL/2024/116/10

Storrar R.D., Stokes C.R., Evans D.J.A. 2014. Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 105: 1-25.

Sydow S. 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Murowana Goślina z objaśnieniami. PIG, Warszawa.

Sydow S. 2004. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Murowana Goślina (434). PIG, Warszawa.

Terpiłowski S. 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS, Lublin.

Terpiłowski S. 2008. Kemy jako wskaźniki deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Wyd. UMCS, Lublin.

Troć M., Sadowska M. 2006. Wiek utworów formacji poznańskiej rejonu Poznania. *Przegląd Geologiczny* 54(7): 588-593.

Udden J. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America* 25(1): 655-744.

Wentworth C. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30(5): 377-392.

Zieliński T. 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego* 1325.

Zieliński T. 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego* 1389.

Zieliński T. 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku.* Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa: 220-235.

Zieliński T. 2003. Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacimarginalnego na podstawie kryterium litologicznego? [W:] M. Harasimuk, S. Terpiłowski (red.) *Analizy sedymentologiczne osadów glacigenicznych*. Wyd. UMCS, Lublin: 95-104.

Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. University Press AMU, Poznań, 594.

Zieliński T., Van Loon A.J. 1996. Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology* 101: 119-143.

Zieliński T., Van Loon A.J. 2003. Pleistocene sandur deposits represents braidplains, not alluvial fans. *Boreas* 32: 590-611.

Żynda S. 1996. Rzeźba terenu, geomorfologia. [W:] L. Kurek (red.) *Środowisko naturalne miasta Poznania* (cześć I). Wydział Ochrony Środowiska Urzędu Miasta, Poznań.

Summary

The Niedźwiedziny gravel pit, located within the Gniezno Lakeland and influenced by the marginal zone of the Poznań phase of the Vistula Glaciation, presents a geomorphologically complex landscape. This study investigates the fluvioglacial deposits to determine the genesis of the landform through sedimentological and granulometric analysis. Four sediment profiles reveal a dominance of sand and gravel deposits with cross-bedding and horizontal layering, indicative of a dynamic fluvioglacial environment. The variability in grain-size distribution suggests fluctuating meltwater conditions during deposition.

The results suggest that the landform underwent a multiphase evolution, combining features of a kame and proglacial deposits. While the main part exhibits characteristics of kame deposition, its surroundings appear to have been influenced by meltwater activity linked to the Zielonka sandur. This aligns with geomorphological maps that classify the site as a moraine plateau, adjacent to sandur plains, yet geological interpretations describe it as fluvioglacial sands and gravels. The discrepancy suggests a complex interaction between glacial stagnation and proglacial sedimentation.

This study highlights the need to reassess existing geological and geomorphological maps, considering the role of the Zielonka sandur in modifying pre-existing relief. The findings indicate that the Niedźwiedziny landform is not a simple kame or sandur but a transitional feature shaped by multiple depositional events. Understanding this interplay enhances knowledge of deglaciation processes and underscores the necessity for further morphometric and sedimentological investigations to refine geological models of the region.