


ROLA ZDARZEŃ EKSTREMALNYCH W KSZTAŁTOWANIU RZEŻBY I OSADÓW STREFY MARGINALNEJ LOBU WIDAWKI W OKOLICACH RADOMSKA, POLSKA CENTRALNA

The role of extreme events in formation the relief and sediments of the marginal zone
of the Widawka lobe near Radomsko, Central Poland

MAŁGORZATA FRYDRYCH¹ , ZBIGNIEW RDZANY¹ 

Zarys treści. W artykule przedstawiono cechy rzeźby terenu i szczegóły budowy wewnętrznej fragmentu strefy marginalnej okolic Radomska ukształtowanej w okresie osiągnięcia maksymalnego zasięgu przez lądolód zlodowacenia warty. Jest to odcinek wyjątkowy, ponieważ dobrze zachowały się tu klasyczne formy strefy marginalnej: zagłębienia końcowe, asymetryczne moreny czołowe i sandry, za których pośrednictwem wody roztopowe kierowały się do doliny marginalnej jaką stanowił ówczesny równoleżnikowy odcinek pra-Warty. Badania skoncentrowane w odcinku strefy marginalnej na terenie wsi Adamów dowiodły, że w procesie jej kształtowania ważną rolę odegrała rytmiczna akumulacja wód roztopowych z incydentami erozyjnymi oraz spływami grawitacyjnymi w obrębie moren czołowych i sandrów proksymalnych. Udokumentowano tu jeden z nielicznych przykładów powodzi glacialnej poza zasięgiem zlodowacenia wisły, której zapis jest niemal wyłącznie kopalny oraz rzadko spotykane struktury w osadach sandru, które mogą być interpretowane jako diuny żwirowe. Obszar kształtowany był również przez dynamiczne nasunięcia czoła lądolodu powodujące lokalne deformacje glaciotektoniczne.

Słowa kluczowe: powódź glacialna, zasięg zlodowacenia, morena czołowa, sandr proksymalny, zbiornik terminoglacjalny

Abstract. The article presents the features of the relief and the details of the internal structure of the marginal zone near Radomsko shaped during the maximum extent of the Wartanian Glaciation. This section is exceptional because it preserves well-defined classical forms of the marginal zone: terminal depressions, asymmetric terminal moraines, and sandurs through which meltwater flowed into the marginal valley, which at that time represented the parallel segment of the pra-Warta. Research focused on the section of the marginal zone in the Adamów village has shown that rhythmic accumulation of meltwater with erosional incidents and gravitational flows within the terminal moraines and proximal sandurs played an important role in its formation. This area documents one of the few examples of glacial flood beyond the reach of the Vistulian (Weichselian) Glaciation. The record of flood is almost exclusively fossil, as well as unique structures in sandur deposits that can be interpreted as gravel dunes. The area was also shaped by dynamic advances of the ice-sheet resulting in local glaciotektonic deformation.

Key words: glacial flood, glacial limit, end moraine, proximal outwash plain, terminoglacjal lake

Wprowadzenie

Zasięg maksymalny zlodowacenia warty oraz dokładne określenie zróżnicowania typów form w jego strefie brzeżnej na terenie Polski są przedmiotem licznych badań i dyskusji naukowych od lat 60. XX wieku (m.in. Balińska-Wuttke 1960; Klajnert 1966, 1978; Galon, Roszkówna 1967; Różycki 1967; Klatkowa 1972; Krzemiński 1974,

1997; Rdzany 1997, 2009; Marks i in. 2006, 2022; Turkowska 2006; Wachecka-Kotkowska 2015). W kwestii zasięgu największe różnice poglądów dotyczą obszaru między północną częścią Łodzi, a doliną Pilicy i Wzgórzami Opoczyńskimi (porównaj: Galon, Roszkówna 1967; Marks i in. 2006, 2022). W ujęciu chronologicznym prezentowanych poglądów widać tendencję do wyznaczania linii maksymalnego zasięgu coraz dalej na południe. Rozważano nawet w niektórych pra-

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

cach, że wchodzi w grę uznanie dotychczas przyjmowanej granicy zasięgu zlodowacenia odry jako granicy zlodowacenia warty (Marks 2005; Marks i in. 2022).

W dyskusji na temat genezy form i ich typologicznego zróżnicowania istotne znaczenie miały pojawiające się od lat 50. XX wieku nowe koncepcje rozwoju rzeźby oraz nowe metody badań, w szczególności sedymentologiczne, otwierające szersze możliwości interpretacyjne cech litologicznych osadów i środowisk ich sedymentacji

W stosunku do utrwalonego już w okresie międzywojnia przekonania o klasycznej rzeźbie glacialnej środkowej Polski (Lencewicz 1927) nowe spojrzenie na interpretację form glacialnych wniosły prace Dylaka (1952, 1953), związane z odkryciem licznych śladów zapisu procesów mrozowych i stokowych, charakterystycznych dla różnych odmian klimatu zimnego. Konsekwencją przyjęcia tej koncepcji było wyróżnianie nowych kategorii osadów, na przykład glin kongeliflukcyjnych, mułów, piasków i żwirów peryglacialnych. Przyjęto także koncepcję silnej degradacji peryglacialnej pierwotnych, prawdopodobnie rozległych i wysokich form glacialnych do postaci kadłubowych ostańców. Niekiedy takie wydzielenia osadów i form peryglacialnych w późniejszych badaniach było korygowane poprzez ponowne przypisywanie im genezy glacialnej (porównaj: Różycki, Kluczyński 1962; Goździk 2002; Ziomek 2002).

W latach 60. XX wieku w badaniach rzeźby glacialnej Niżu Polskiego zaczęto dostrzegać rolę martwego lodu lodowcowego w kształtowaniu rzeźby w szerokich na kilka do nawet kilkudziesięciu kilometrów strefach marginalnych. Koncepcja wskazująca na możliwość ukształtowania się rozległych stref krajobrazu glacialnego w wyniku deglacjacji arealnej, oparta zarówno na dowodach morfologicznych jak i strukturalnych, skłaniała do zaklasyfikowania wielu form wypukłych jako kemy, zamiast zaliczania ich do kategorii moren czołowych. Za przykłady mogą służyć prace z wysoczyzn Niziny Wielkopolskiej czy obszaru podłódzkiego (Bartkowski 1963ab, 1964; Klajnert 1966, 1978; Klatkova 1972; Krzemiński 1974; Rdzany 1997). Zwolennicy dużego znaczenia i powszechności występowania deglacjacji arealnej podkreślali, że formy glacialne nie musiały zostać w znaczący sposób przekształcone peryglacialnie. Dowodzili, że budowa ich jest zasadniczo kompletna, natomiast nie powinny być one związane z czołem łądolodu. Spotykane rozległe spłaszczenia powierzchni wysoczyzn polodowcowych nie dawały się zwykle wytłumaczyć denuda-

cją peryglacialną, a budowa wewnętrzna form z dużym udziałem osadów glacialimicznych okazywała się charakterystyczna na przykład dla typowych stoliw kemowych i innych form pokrewnych.

Na tle tak różnorodnej strefy marginalnej zlodowacenia warty, z różnie interpretowanymi formami pod względem genezy, obrzeżenie południowo-wschodnie lobu Widawki wydaje się wyjątkowo mało kontrowersyjne. Przeprowadzone tu badania jeszcze w latach 60. XX wieku, to jest w związku z przygotowaniem do uruchomienia Bełchatowskiego Zagłębia Przemysłowego (Baraniecka i in. 1969; Baraniecka 1971ab; Baraniecka, Sarnacka 1971; Skompski 1971abc) zasadniczo nie były kwestionowane, ani w odniesieniu do zasięgu zlodowacenia warty ani genezy wyróżnionych form strefy marginalnej. Obszar ten stanowi w świetle literatury geomorfologicznej klasyczny przykład strefy marginalnej z wyraźnym zapisem morfologicznym moren czołowych i równin sandrowych.

W tym czytelnym morfologicznie krajobrazie uwagę autorów zwróciły ślady zdarzeń ekstremalnych zapisanych w osadach glacialnych i glacialfluwialnych stwierdzone w kilku odkrywkach na tym obszarze. Realizacja inwestycji drogowych w regionie, w szczególności autostrady A1, umożliwiła autorom w latach 2018–2023 przeprowadzenie badań w tutejszych kopalniach eksploatujących piaski i żwiry, głównie w kopalni w Adamowie koło Radomska (obręb Wola Jedlińska) (rys. 1, 2). Niniejszy artykuł wynika z rozszerzenia prac badawczych nad osadami zarejestrowanej powodzi lodowcowej, które zostały już opublikowane (Frydrych, Rdzany 2022).

Celem głównym podjętych badań było odтворzenie etapów kształtowania strefy marginalnej łądolodu warty okolic Radomska. Do celów szczegółowych należało zbadanie cech strukturalnych i tekstualnych osadów, analiza rzeźby terenu strefy marginalnej oraz zrekonstruowanie zapisanych w osadach zdarzeń ekstremalnych.

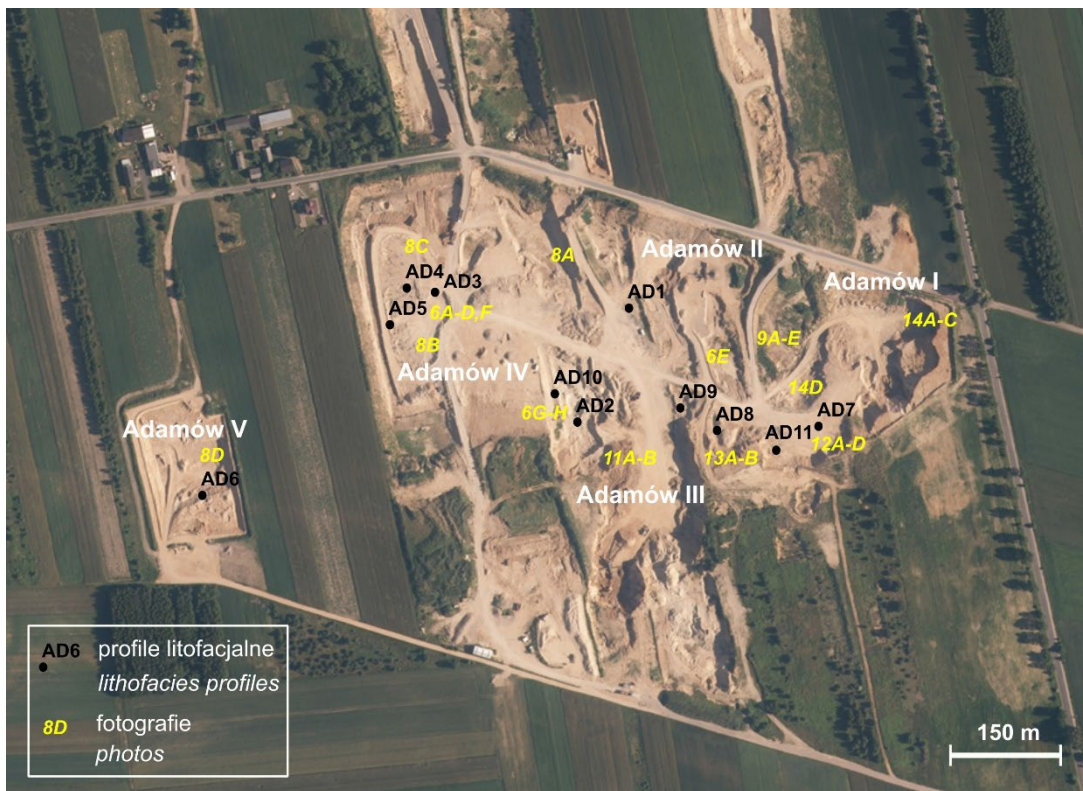
Metody

W badaniach wykorzystano materiały archiwalne, obejmujące dotychczasowe opracowania geologiczne z zakresu kartografii tematycznej (m.in. Skompski 1971ab; Wągrowski 1988, 1990), literaturę z zakresu geologii i geomorfologii obszaru, dostępne cyfrowe modele terenu: z pomiarów LiDAR, zdjęcia lotnicze i satelitarne, w szczególności ortofotomapy pozyskane z dostępnych baz



Rys. 1. Położenie analizowanego obszaru na tle maksymalnego zasięgu lądolodu warty
 A – w Polsce
 B – na tle lobu południowowielkopolskiego
 C – położenie stanowiska Adamów

Location of the analyzed area (marked with a rectangle)
 A – against the background of the maximum extent of the of the Warta (Late Saalian) ice sheet
 B – against the background of the South Greater Poland lobe
 C – location of the Adamów site



Rys. 2. Rozmieszczenie profili litofacjalnych i fotografii w stanowisku Adamów (obwód Wola Jedlińska) na podkładzie ortofotomapy (GUGIK, aktualność: 4.05.2023)

Distribution of lithofacies profiles and photographs at the Adamów site (Wola Jedlińska district) based on an orthophotomap (GUGIK, updated on May 4, 2023)

Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii (GUGIK) i Google Earth Pro. Rzeźbę terenu analizowano na opracowanych numerycznych modelach terenu, modelach cieniowanych oraz profilach hipsometrycznych. Do analiz i zestawień przestrzennych użyto oprogramowania GIS (ArcGIS Desktop 10.8.2 oraz QGIS Desktop 3.32.0). Badania terenowe przeprowadzono w latach 2018–2023 w pięciu odkrywkach kopalni Adamów I, II, III, IV i V (numeracja autorów; obręb ewidencyjny Wola Jedlińska; rys. 2), które z czasem zaczęły się łączyć. Prace terenowe polegały na kartowaniu i profilowaniu ścian odsłoneń przemieszczających się wraz z eksploatacją. W odsłonięciach przeprowadzono analizę osadów, określając ich cechy strukturalne i teksturalne według kodu Mialla (1977, 1978), z wykorzystaniem późniejszych modyfikacji (Zieliński, Pisarska-Jamroży 2012). Osady poddano analizie uziarnienia, w której wykorzystano różne metody w zależności od dominujących frakcji. Osady drobnoziarniste (z przewagą frakcji pyłów) analizowano metodą laserową. Osady piaszczyste, piaszczysto-żwirowe i żwiry (dominująca średnica <64 mm) analizowano metodą sitową. Grubsze żwiry oraz żwiry z głazami poddano analizie łączącej automatyczny pomiar ziarna (AGS) wykonany na podstawie fotografii w programie Digital Gravelometer (Graham i in. 2005) z tradycyjną analizą sitową. Wskaźniki uziarnienia obliczono na podstawie wzorów Folka i Warda (1957). W odsłonięciach określono również wartość MPS (średnią długość osi b dziesięciu największych klastów w warstwie). W odsłonięciach pomierzono również kierunki paleoprądów, mierząc azymuty nachylenia dłuższych osi klastów oraz warstwowań przekątnych.

Przedwarciańskie tło rozwoju rzeźby pogranicza Wysoczyzny Bełchatowskiej i Wzgórz Radomszczańskich

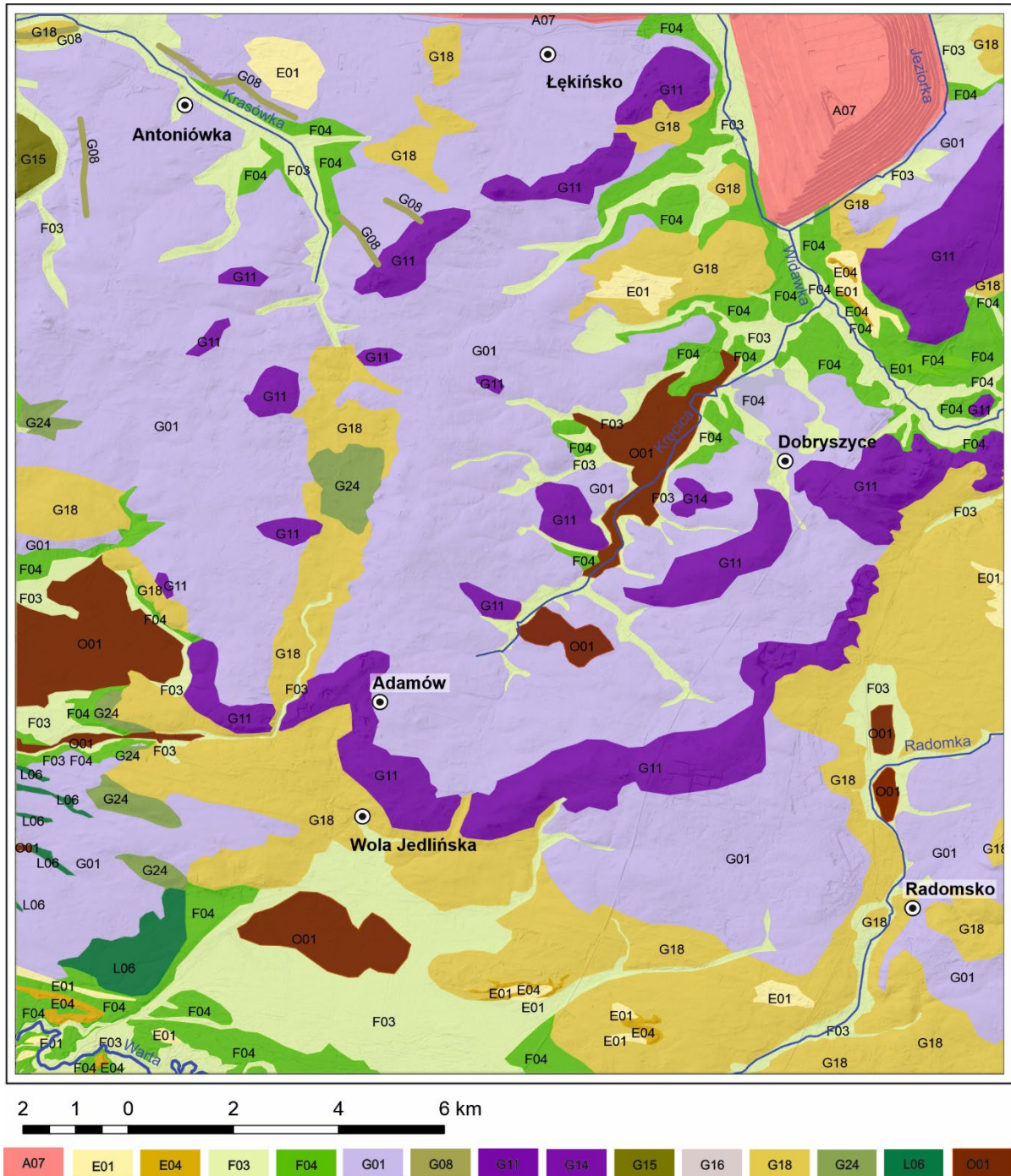
Opisywany obszar położony jest w obrębie synklinorium szczecińsko-miechowskiego, w obszarze zwanym fałdami radomszczańskimi, które rozdzielają segment łódzko-mogileński od segmentu miechowskiego synklinorium (Żelaźniewicz i in. 2011; Marks i in. 2022). Struktury tektoniczne, w tym halotektoniczne, miały znaczący wpływ na kształtowanie się rzeźby obszaru, w tym na rzeźbę glacialną.

Dominujący wpływ na rzeźbę obszaru miały dwa ostatnie nasunięcia lądolodu kompleksu środkowopolskiego: nasunięcie maksymalne (lądolód odry) i ostatnie na tym terenie – zlodowacenie warty². Opisywany obszar zajmuje część tak zwanego łobu południowopolskiego, zwanego także przez Klatkową (1972) łobem Widawki (*sensu lato*), który stanowił najbardziej na południe wysunięty człon lądolodu warty (Krzemiński 1974; Rdzany 2009). W jego południowej części, od około 51°30'N zaznaczyły się łoby drugorzędne. Ruch lodu ułatwiły tam prewarciańskie obniżenia typu dolinnego, w przybliżeniu na liniach obecnych dolin Warty, Proсны i Widawki. Na linii maksymalnego zasięgu czoła lądolodu, podobnie jak na położonych na zachód obszarach Niziny Południowowielkopolskiej i Wału Trzebnickiego, przekraczało przeważnie (obecną) wysokość 200 m n.p.m., to znaczy o kilkadziesiąt metrów wyżej w stosunku do pozostałej części linii zasięgu. Świadczy to o wyjątkowej dynamice tej części lądolodu warciańskiego. Przymuszczalnie czynnikiem najbardziej sprzyjającym tak efektywnej transgresji były obniżenia biegnące południowo lub z NW na SE na liniach dzisiejszych dolin Warty, Widawki i Proсны.

Łob Widawki (*sensu stricto*) wysunięty na SE w znacznej mierze pokrywający się z obecnym zasięgiem zlewni rzeki Widawki jest jednym z lepiej poznanych fragmentów lądolodu warty ze względu na bogatą historię badań, zwłaszcza w zasięgu odkrywek Kopalni Węgla Brunatnego (KWB) Bełchatów. Udokumentowano w nich „oscylacyjny” charakter czoła lądolodu w okresie głównego, maksymalnego nasunięcia zlodowacenia warty. Charakterystyczną cechą osadów tego zlodowacenia rozpoznaną w odsłonięciach bełchatowskich było występowanie maksymalnie trzech glin lodowcowych przedzielonych osadami glacialnymi i glacialnymi oraz lokalnie – utworami, które powiązane z procesami periglacialnymi. Krzyszkowski i Brodzikowski (1987) nazwali kompleks osadów tego wieku formacją Rogowiec.

Utwory podścielające osady warciańskie w łobie Widawki to głównie gliny i osady glacialne zlodowacenia odry bądź starszych zlodowaceń. W KWB Bełchatów te starsze osady są z reguły silnie zaburzone zarówno glaciektonicznie jak i tektonicznie, i traktowane jako tak zwane dolne piętro strukturalne (Gotowała 1982; Hałaszcak 1982; Brodzikowski i in. 1987). Formy i osa-

² Autorzy stosują w niniejszej pracy termin „zlodowacenie warty” w sensie glajologicznym, to jest indywidualizującej się w skali ponadregionalnej transgresji i recesji lądolodu bez odniesienia do rangi klimatostratygraficznej (stadiał, glacjał)



Rys. 3. Szkic geomorfologiczny strefy marginalnej okolic Radomska

Oznaczenia według *Założeń...* (2021), z modyfikacjami autorów: A07 – zwałowiska, E01 – równina eoliczna, E04 – wydmy ustabilizowane, F03 – terasa zalewowa, F04 – terasa nadzalewowa, G01 – wysoczyzna morenowa, G08 – oz, G11 – morena czołowa, G14 – morena martwego lodu, G15 – kemy, terasy kemowe, G16 – zagłębienie wytopiskowe, G18 – równina sandrowa, szlak sandrowy, G24 – równina zastoiskowa, L06 – równina pojeziorna, O01 – równina biogeniczna. Zasięgi form wg SMGP, arkusze: 735 (Sarnacka 1970, 1971), 736 (Baraniecka 1971ab), 772 (Skompski 1971bc), 773 (Wągrowski 1988, 1990); uproszczone i zmodyfikowane

Geomorphological sketch of the marginal zone near Radomsko town

Signatures by *Założeń...* (2021), modified by authors: A07 – dumps, E01 – aeolian plain, E04 – stabilized dunes, F03 – floodplain terrace, F04 – high terrace, G01 – moraine plateau, G08 – esker, G11 – terminal moraine, G14 – dead ice-moraine, G15 – kames, kame terraces, G16 – kettle hole, G18 – outwash plain, outwash trail, G24 – ice-dammed lake plain, L06 – lacustrine plain, O01 – biogenic plain. Form ranges according to SMGP, sheets: 735 (Sarnacka 1970, 1971), 736 (Baraniecka 1971ab), 772 (Skompski 1971bc), 773 (Wągrowski 1988, 1990); simplified and modified

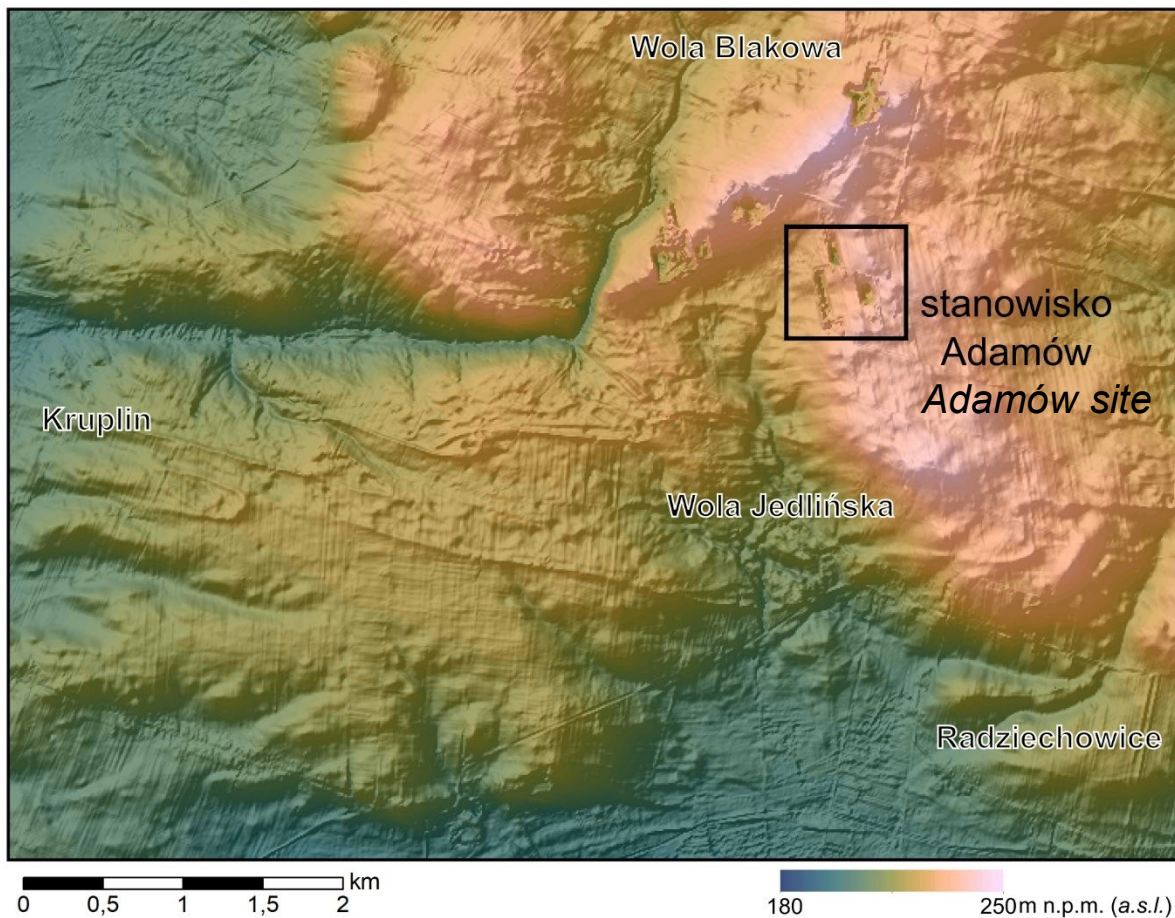
dy glacialne lobu Widawki poza stanowiskami kopalnianymi były badane przez kilku autorów w ramach regionalnych badań geomorfologicznych i kartowania do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Baraniecka i in. 1969; Skompski 1971ab; Krzemiński 1974; Wągrowski 1988, 1990; Wachecka-Kotkowska 2015).

Analiza przestrzennego występowania glin warciańskich wskazuje na powszechne przemieszczanie się łądolodu w kierunku Wzgórz Radomszczańskich po stoku nachylonym przeciwnie do jego ruchu. Doprowadzało to do utrudnień w odpływie wód roztopowych. Wyrazem tego są osady akumulacji zastoiskowej, które często podścielają glinę. Opisali to już Baraniecka i in. (1969), wskazując szczególnie na fakt, że w czasie głównej transgresji łądolodu w lobie Widawki na różnych poziomach hipsometrycznych obszaru rozwinęły się rozległe zbiorniki zastoiskowe. Łądolód stopniowo je zajmował w miarę zbliżania się do wzniesień położonych na NW obrzeżeniu Radom-

ska. Można przypuszczać, że cechy ukształtowania podłoża sprzyjały także powstawaniu zbiorników subglacialnych.

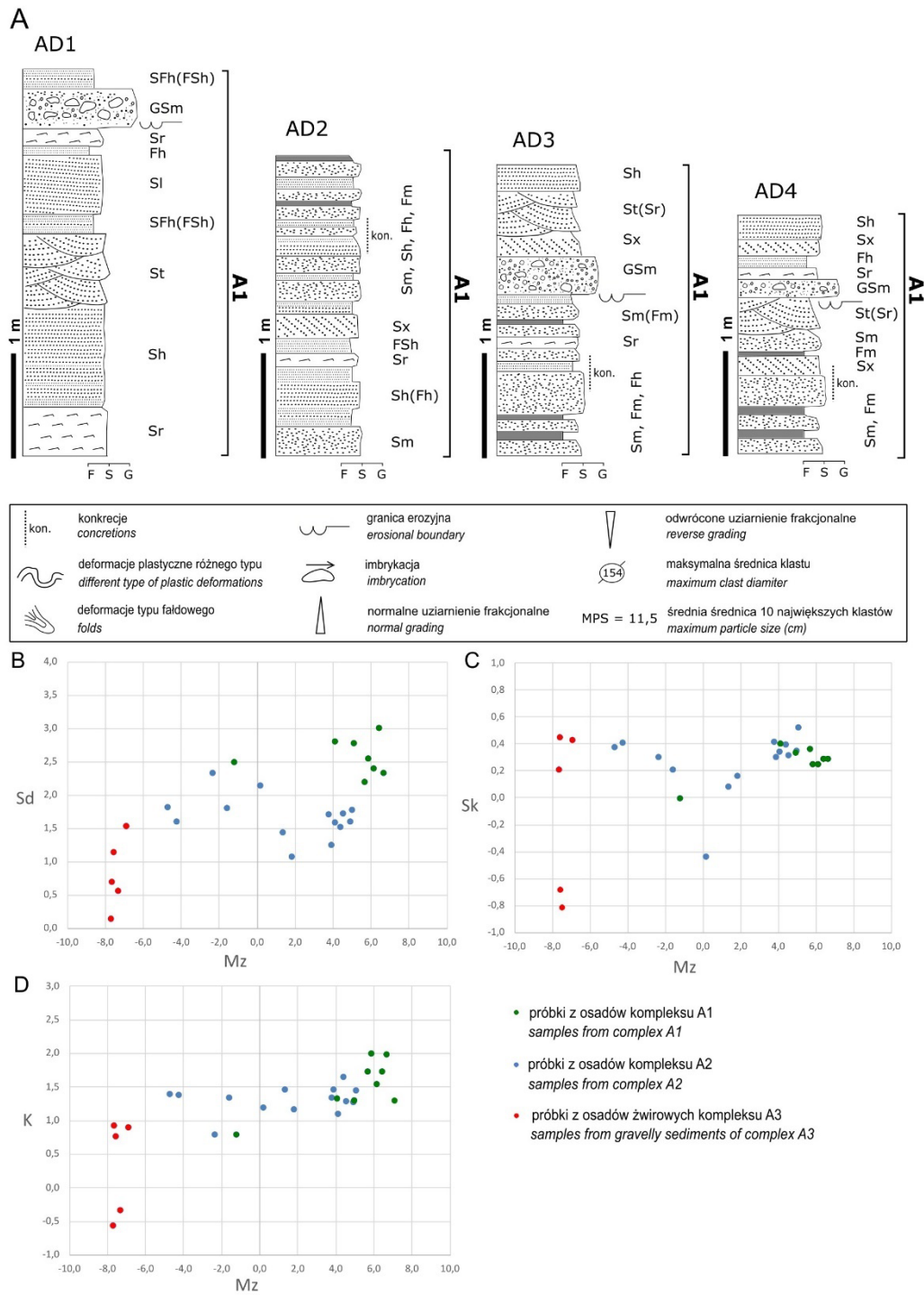
W strefie maksymalnego zasięgu – w okolicach Adamowa, Woli Jedlińskiej i Dobryszyc lokalne kierunki ruchu łądolodu ulegały odchyleniom w zależności od ukształtowania terenu i dochodziło do wytworzenia się lobów niższego rzędu (rys. 3). Powstawały układające się amfiteatralnie ciągi wałów i pagórków czołowomorenowych, w tym wały akumulacji interlobalnej o budowie glacialfluwalno-morenowej (rys. 3, 4).

W budowie wewnętrznej badanych form w odkrywkach kopalnianych w Adamowie stwierdzono znaczne zróżnicowanie litofacjalne utworów, świadczące o wielkiej różnorodności procesów akumulacyjnych, erozyjnych i deformacyjnych. Na około 200-metrowym odcinku od moreny czołowej na wschód prześledzono tu kopalny zapis powodzi lodowcowej (Frydrych, Rdzany 2022).



Rys. 4. Ukształtowanie terenu w okolicy stanowiska Adamów
Prostokątem zaznaczono obszar objęty na rys. 2

Terrain in the vicinity of the Adamów site
The area covered by Fig. 2 is marked with a rectangle



Rys. 5. Profile litofacjalne i zestawienie wskaźników granulometrycznych

A – profile litofacjalne w dolnej części odsłoneń w odkrywkach Adamów II, III i IV tworzące kompleks litofacjalny A1

B – średnia średnica (Mz) i odchylenie standardowe (Sd)

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

D – średnia średnica (Mz) i kurtosis (K); wskaźniki uziarnienia obliczono na podstawie wzorów Folka i Warda (1957)

Objaśnienia do profili dotyczą wszystkich profili sedymentologicznych zamieszczonych w artykule

Lithofacies profiles and a list of granulometric indicators

A – lithofacies profiles in the lower part of the exposures in the Adamów I, III and IV outcrops, forming the A1 lithofacies complex

B – mean diameter (Mz) and standard deviation (Sd)

C – mean diameter (Mz) and skewness (Sk)

D – mean diameter (Mz) and kurtosis (K); granulometric indicators were calculated based on the formulas of Folk and Ward (1957)

Explanations for the profiles relate to all sedimentological profiles included in the article

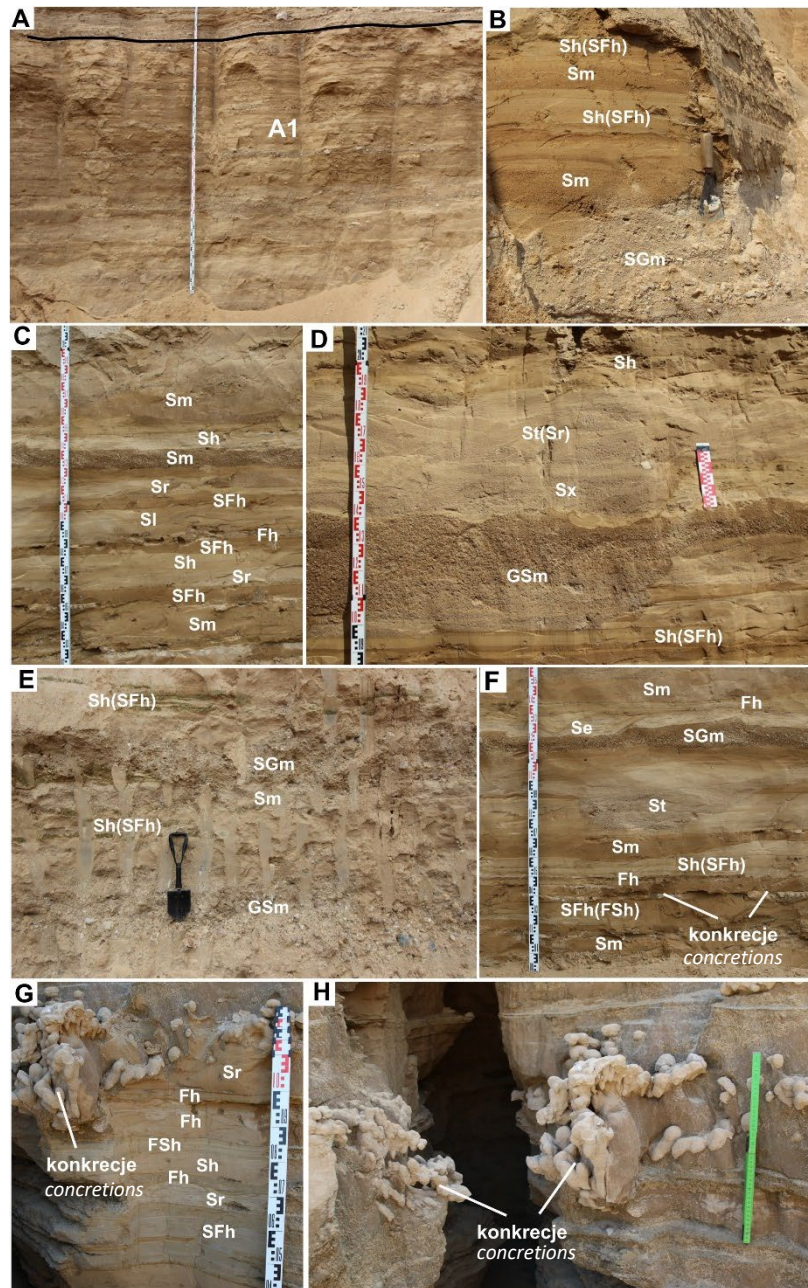
Charakterystyka osadów w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty

W toku badań wyróżniono pięć kompleksów litofacjalnych oznaczonych jako A1, A2, A3, A4, A5. Całkowita miąższość przebadanych osadów wynosiła około 14 m.

Kompleks litofacjalny A1 udokumentowany został w najniższej części odsłonięcia (rys. 5, 6). Jego miąższość przekracza 4 m (rys. 6A), ale dolna granica nie jest widoczna w odsłonięciu. Charakteryzuje się on dominacją litofacji piaszczystych oraz znaczną zmiennością lateralną osadów. Cechy uziarnienia przebadanych osadów przedstawia rysunek 5B-D. Profil AD1 (rys. 5) tworzą głównie litofacje horyzontalnie warstwowanych piasków i laminowanych mułów (Sh, SFh, Fh), przekątnie rynnowo warstwowanych piasków oraz piaski o warstwowaniu niskokątowym oraz riplemarkowym. W górnej części profilu osady rozcięte są erozyjnie przez warstwę masywnych żwirów piaszczystych (GSm). Profil AD2 (rys. 6) zbudowany jest z naprzemiangle leżących warstw masywnych piasków i mułów (Sm, Fm) oraz horyzontalnie warstwowanych piasków i laminowanych mułów (Sh, FSh, Fh) (rys. 6B). Miejscami występują w nim przewarstwienia piaszczystych ławic warstwowanych przekątnie płasko i riplemarkowo (rys. 6C). Miąższość poszczególnych litofacji mieści się w przedziale od kilku do ok. 20 cm. Profile AD3 i AD4 (rys. 5A) wykazują znaczne podobieństwo pod względem litofacjalnym. W dolnej części dominują litofacje masywnych piasków (Sm) o miąższości 5–30 cm rozdzielone cieńszymi warstwami masywnych mułów (Fm). W górnej części profilu zwiększa się udział przekątnie warstwowanych piasków (St, Sx, Sr). Występują również pojedyncze warstwy masywnych żwirów piaszczystych o pokroju tabularnym z obecnymi przegłębieniami (GSm) rozcinającymi erozyjnie podległe osady (rys. 6D). Dolną część profilu AD5 należąca do jednostki A1 (rys. 7) tworzą głównie masywne piaski i piaski ze żwirem (Sm, SGm), a miejscami masywne piaszczyste żwiry (GSm) (rys. 6E), w których występuje normalne uziarnienie frakcjonalne. W osadach SGm pojawiają się pojedyncze głązy. Rozdzielają je horyzontalnie warstwowane piaski i piaski mułowe (Sh, SFh). Wszystkie osady zespołu litofacjalnego A1 charakteryzują się bardzo słabym wysortowaniem (rys. 5B). W profilach AD2, AD3 i AD4 odnotowano obecność wytrąceń mających postać kon-

krekcji krzemionkowo-węglanowych o różnych kształtach: elipsoidalnych, wrzecionowatych, bulwiastych oraz bardzo nieregularnych (rys. 5A, 6F–H). Osady kompleksu A1 zostały również udokumentowane w kopalniach w Woli Blakowej, na północ od stanowiska Adamów (rys. 4).

Kompleks litofacjalny A2 występuje nad zespołem litofacjalnym A1 (rys. 7, 8). W analizowanych odsłonięciach jego miąższość wynosi około 8 m. Tworzą go głównie osady piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu horyzontalnym i subhoryzontalnym, o nachyleniu do 2–3° w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim i znacznej rozciągłości lateralnej, przewarstwione osadami warstwowanymi niskokątowo. Cechy uziarnienia przebadanych osadów prezentuje rysunek 7B-D. W profilach AD5 oraz AD6 stwierdzono naprzemiangle występujące litofacje horyzontalnie warstwowanych piasków i żwirów (Sh, SGh, GSh, Gh) oraz przekątnie niskokątowo warstwowanych piasków i żwirów (Sl, SGl, GSl) (rys. 7, 8). W profilu AD5 ich miąższość waha się od 5 cm do 30 cm natomiast w profilu AD6 od 3 cm do 40 cm. W warstwach z dominującym udziałem frakcji żwirowej występują przewarstwienia i soczewki osadów z teksturą openwork. Miejscami osady charakteryzują się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. Warstwy mają przeważnie pokrój tafłowy. Przekątne warstwowanie niskokątowe charakteryzuje się zapadaniem warstw zarówno zgodnie, jak i wstecznie do kierunku przepływ. W profilu AD7 (rys. 7) udokumentowano zespoły horyzontalnie warstwowanych piasków, żwirów oraz mułów (Sh, SGh, GSh, Gh, SFh, Fh) oraz przekątnie niskokątowo warstwowanych piasków ze żwirem (SGl). Miąższość poszczególnych litofacji waha się od kilku mm dla warstw mułowych do 20 cm dla osadów piaszczysto-żwirowych. Warstwowanie niskokątowe wykazuje ukierunkowanie zarówno z prądem, jak i pod prąd. Osady te są rozdzielone warstwą masywnych żwirów piaszczystych (GSm) o miąższości 2,5 m. Charakteryzują się one bardzo słabym wysortowaniem. MPS w osadach wynosi 11,5 cm. Zdecydowana większość profilu AD8 (rys. 7) zbudowana jest z horyzontalnie warstwowanych piasków i żwirów (Sh, SGh, GSh, Gh) oraz przekątnie niskokątowo warstwowanych piasków i piasków ze żwirem (Sl, SGl). Miejscami w warstwach Gh klasty są pozbawione matriks (tekstura openwork) i można w nich zaobserwować obecność imbrykacji (rys. 7). Osady rozdzielone są warstwą masywnych żwirów (Gm) o miąższości około 50 cm oraz litofacją przekątnie rynnowo warstwowanych piasków żwirowych (SGt).



Rys. 6. Osady kompleksu litofacjalnego A1

A – sukcesja osadowa zespołu litofacjalnego A1

B – masywne i warstwowane horyzontalnie piaski i muły

C – osady piaszczyste i piaszczysto mułowe w odkrywce Adamów IV

D – erozyjne rozcięcie osadów warstwowanych horyzontalnie wypełnione osadami masywnych żwirów piaszczystych

E – bardzo źle wysortowane osady masywnych żwirów piaszczystych i piaszczystych żwirów rozdzielone warstwowanymi piaskami

F – poziom konkrecji w osadach piaszczysto-mułowych

G – sukcesja osadowa pod poziomem konkrecji w odkrywce Adamów III

H – konkrecje krzemionkowe (A, B, E – fot. M. Frydrych 2018; C, D, F, G, H – fot. M. Frydrych 2021)

Sediments of the lithofacies association A1

A – sedimentary succession of the lithofacies association A1

B – massive and horizontally stratified sands and silts

C – sandy and sandy silt deposits in the Adamów IV outcrop

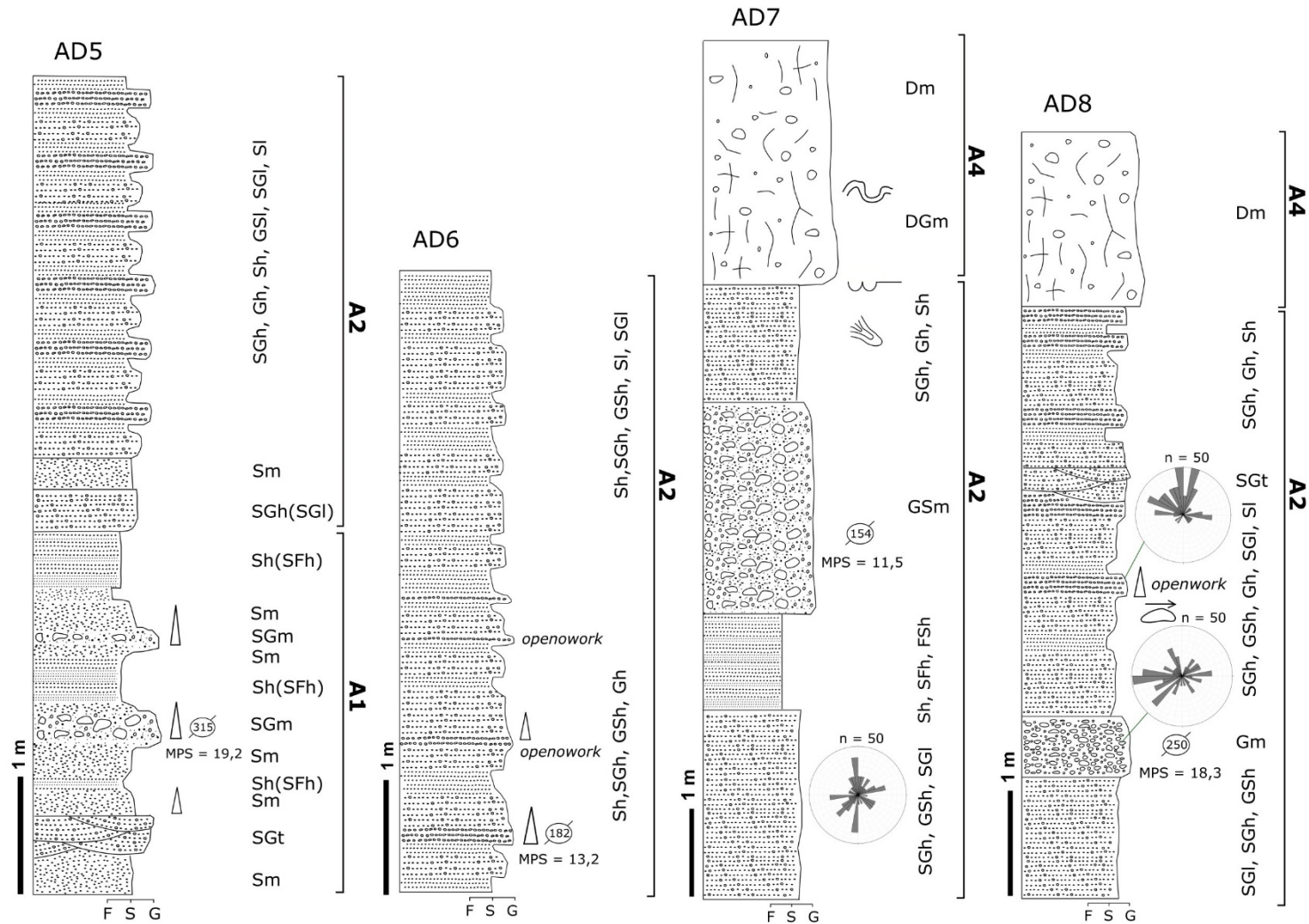
D – erosional cutting of horizontally stratified sediments filled with massive sandy gravels

E – very poorly sorted deposits of massive sandy gravels and sandy gravels separated by stratified sands

F – concretion level in sandy-mud sediments

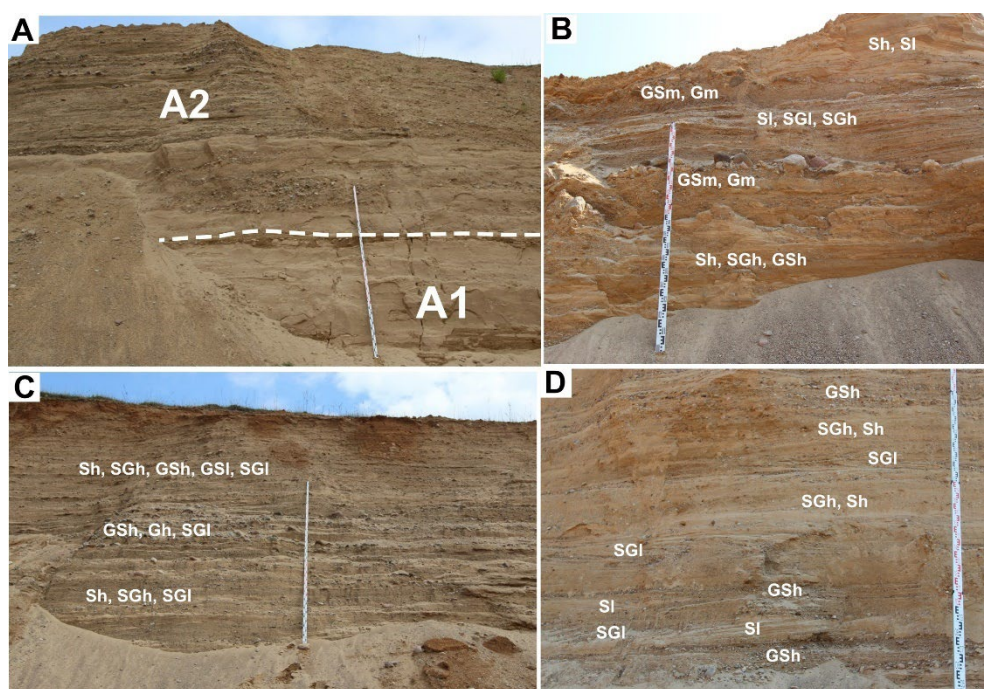
G – sedimentary succession under the concretion level in the Adamów III outcrop

H – silica concretion



Rys. 7. Profile litofacjalne przedstawiające sukcesję osadową oraz relacje pomiędzy osadami kompleksu A1, A2 i A4 w stanowisku Adamów (odkrywki I, II, IV, V)
Objaśnienia znajdują się na rys. 5

Lithofacies profiles showing sedimentological successions and the relationships between sediments of complexes A1, A2, and A4 in Adamów site (I, II, IV, V outcrops)
Explanations are located on Fig. 5



Rys. 8. Osady kompleksu litofacjalnego A2

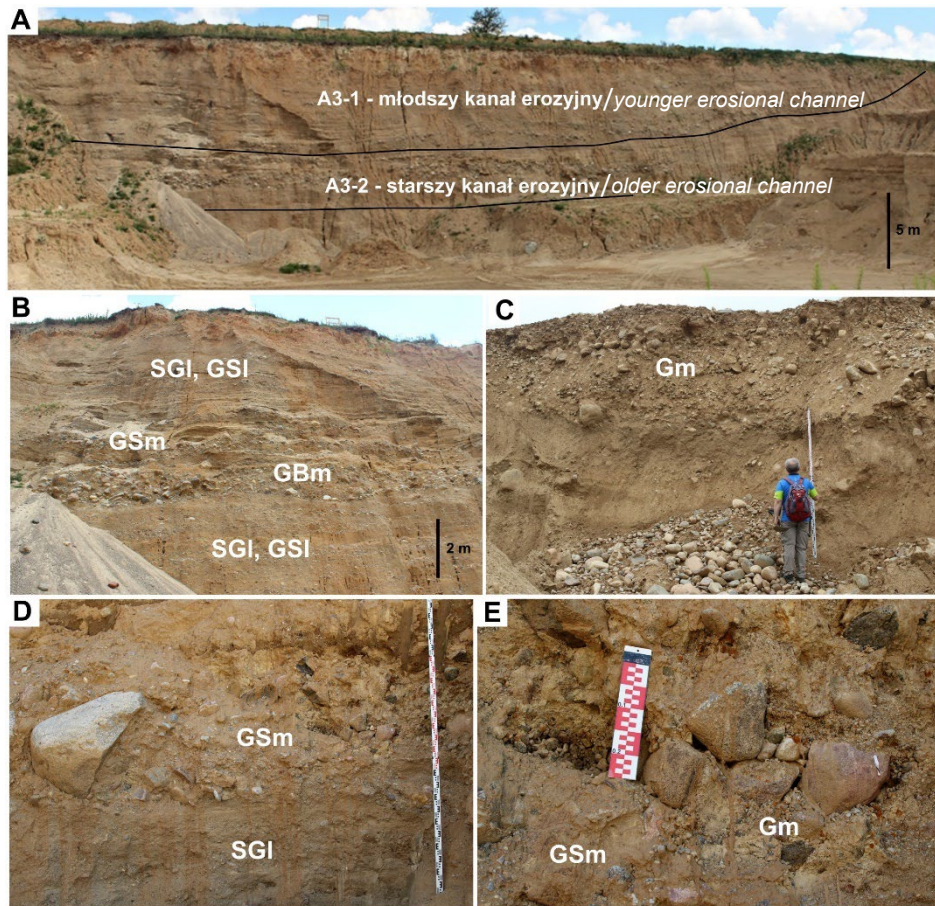
- A – kontakt osadów jednostki A1 i A2
 B – horyzontalnie i małokątowo warstwowane piaski i żwiry rozdzielone warstwami masywnych żwirów z rozproszonym i zwartym szkieletem ziarnowym
 C – sukcesja osadowa kompleksu A2 w odkrywcze Adamów III
 D – zapis antydiun o niewielkiej frekwencji z proksymalnym oraz dystalnym kierunkiem zapadania warstw przedzielonych osadami horyzontalnie warstwowanych piasków i żwirów
 (A – fot. M. Frydrych 2021; B, D – fot. M. Frydrych 2018; C – fot. Z. Rdzany 2018)

Sediments of the A2 lithofacies complex

- A – contact of sediments of units A1 and A2
 B – horizontally and small-angle layered sands and gravels separated by layers of massive clast-supported to matrix-supported gravels
 C – sedimentary succession of the A2 complex in the Adamów III outcrop
 D – record of low-frequency antidunes with proximal and distal stratification interbedded by horizontally stratified sands and gravels

Osady kompleksu litofacjalnego A2 zostały rozcięte przez kanał erozyjny, którego głębokość w stanowisku Adamów I sięgała 11 m. Kanał rozciągał się w odsłonięciu na szerokości ponad 50 m. Osady wypełniające go zostały opisane w artykule Frydrych i Rdzanego (2022). W osadach kanału widoczna jest wyraźna granica erozyjna oddzielająca dwa litosomy określone w artykule jako A3-1 i A3-2 (rys. 9A). Litosom położony niżej (A3-1) w swojej dolnej części składa się z horyzontalnie i niskokątowo warstwowanych żwirów piaszczystych oraz piasków żwirowych (GSh, SGh, GSl, SGI), których miąższość sięga 120 cm. Powyżej znajdują się warstwy masywnych żwirów, żwirów piaszczystych oraz żwirów z głazami (Gm, GSm, GBm). Osady te charakteryzują się przeważnie bardzo słabym wysortowaniem. W dolnej części warstwy osadów gruboziarnistych występuje odwrotne uziarnienie frakcyjne. Ich miąższość dochodzi do 3 m. Dominują

głazy o średnicach w przedziale 30–50 cm, ale niektóre przekraczają 1 m. Osady te pokryte są przez zespół litofacji GSh, SGh, SGI, oraz Sl, których miąższość waha się w przedziale 20–40 cm. Osady A3-1 zostały rozcięte przez młodszy kanał erozyjny. Jest on całkowicie wypełniony osadami jednostki A3-2. W dolnej części stanowią ją masywne żwiry, żwiry z głazami oraz żwiry piaszczyste (Gm, GBm, GSm) (rys. 9B). Osady charakteryzują się przeważnie bardzo słabym wysortowaniem i rozproszonym szkieletem ziarnowym (rys. 9C, D) jednak miejscami występują soczewki bardziej upakowanych żwirów ze znacznie lepszym wysortowaniem (rys. 9E). Powyżej osady przechodzą w horyzontalnie i niskokątowo warstwowane żwiry i piaski (GSh, SGh, GSl, SGI), które wypełniają koryto do powierzchni terenu. Miąższość poszczególnych litofacji wynosi 30–50 cm.



Rys. 9. Osady powodzi lodowcowej

- A – kanały erozyjne i wypełniające je jednostki A3-1 i A3-2
 - B – erozyjna granica pomiędzy osadami starszego i młodszego koryta
 - C – masywne żwiry i piaski wypełnienia młodszego koryta
 - D – masywne żwiry piaszczyste z głazami o bardzo słabym wysortowaniu
 - E – masywne żwiry o zwartym szkielecie ziarnowym
- (A, B – fot. M. Frydrych 2017; C, D, E – fot. M. Frydrych 2021)

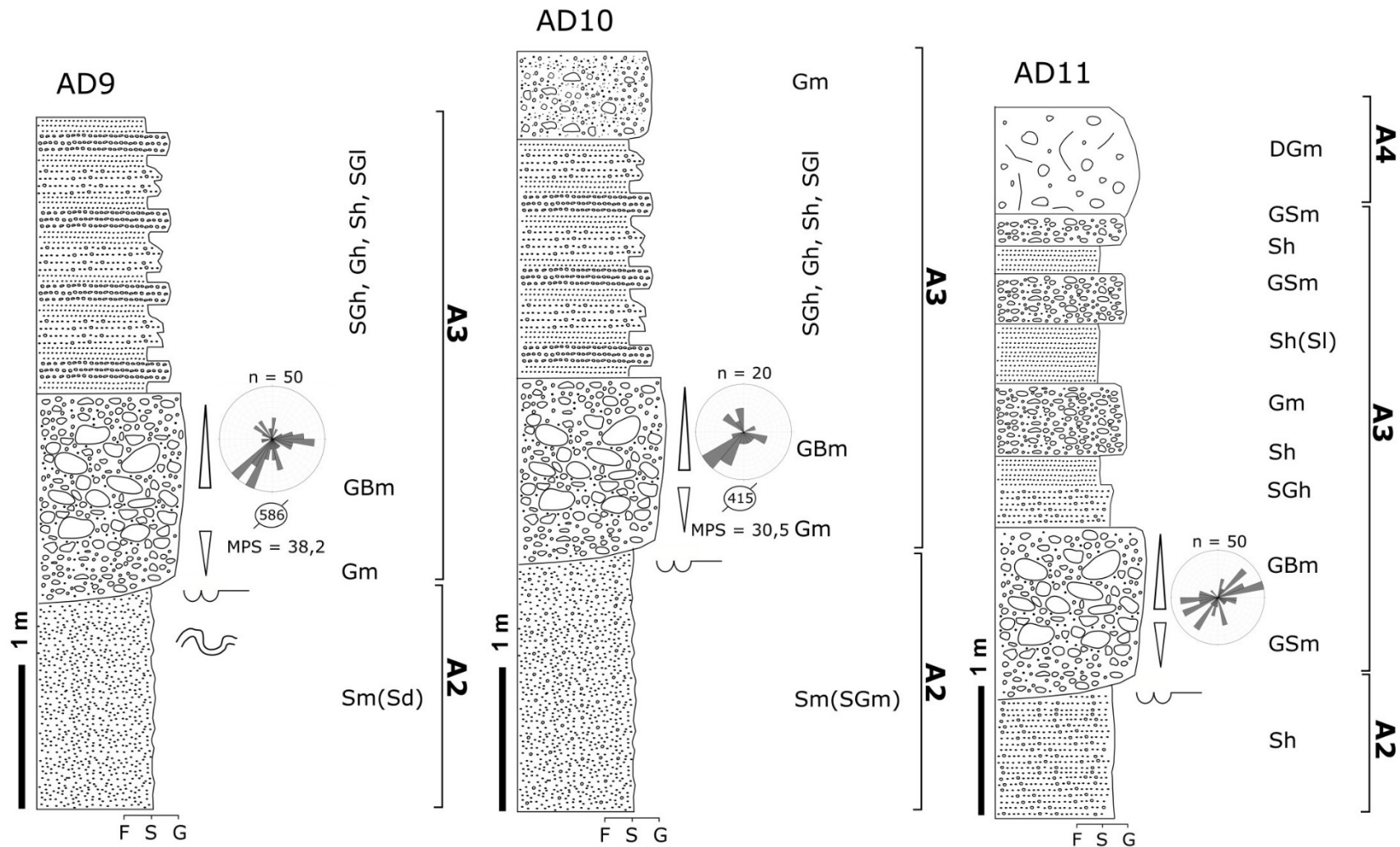
Glacial flood deposits

- A – erosion channels and units A3-1 and A3-2 filling them
- B – erosional boundary between the sediments of the older and younger channels
- C – massive gravels and sands filling the younger channel
- D – massive sandy gravels with boulders of very poor sorting
- E – massive gravels with a compact grain skeleton

Osady jednostki A3 zostały również udokumentowane w kanałach drugorzędnych, których głębokość jest znacznie mniejsza i sięga maksymalnie 4 m. Osie kanałów są zorientowane w kierunku N-S oraz NE-SW. Dolna granica osadów tego kompleksu jest wyraźnie erozyjna. Na pewnych odcinkach widoczne są deformacje plastyczne w podścielających osadach piaszczystych. W profilach AD9, AD10 i AD11 występują warstwy masywnych żwirów z głazami o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym w dolnej części oraz normalnym uziarnieniu frakcjonalnym w ich górnej części (rys. 10). Miąższość tych osadów dochodzi do 1,5 m. Charakteryzują się one lepszym wysortowaniem i upakowaniem klastów niż

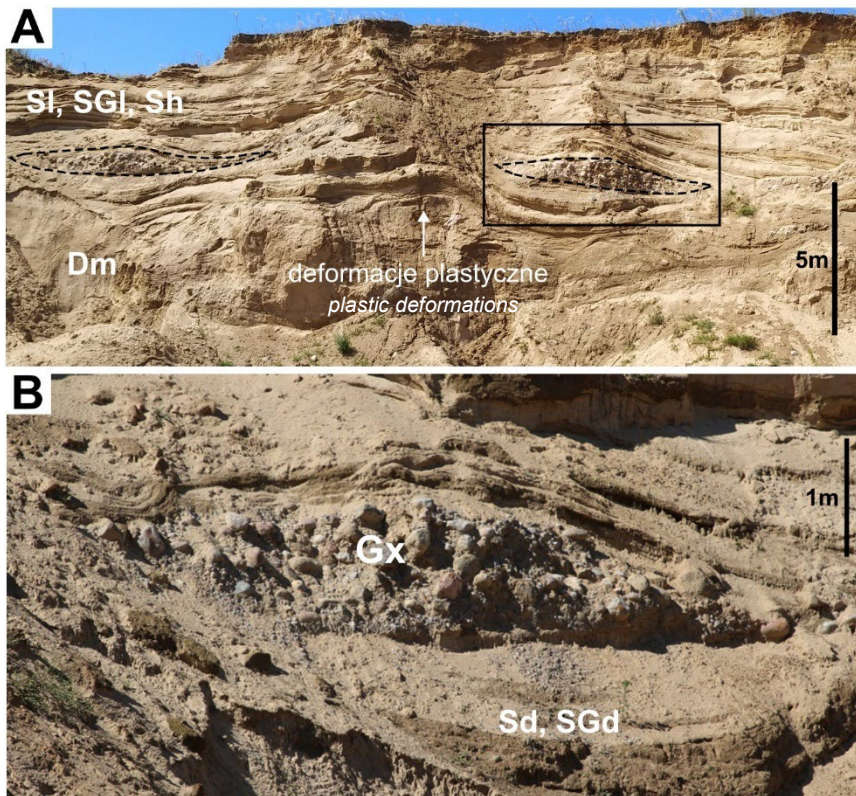
osady gruboziarniste w kanale głównym. Ich cechy uziarnienia zostały zaprezentowane na rysunku 5B-D. Wartości MPS w osadach przekraczają 30 cm. W profilach AD9 i AD10 powyżej GBm występują horyzontalnie i niskokątowo warstwowane żwiry i piaski (Gh, SGh, Sh, SGI) podobne do osadów kompleksu A2. Zapis osadów w profilu AD10 kończy się litofacją masywnych żwirów (Gm) o miąższości około 50 cm. W profilu AD11 osady litofacji horyzontalnie warstwowanych piasków (Sh) rozdzielone są przez masywne żwiry o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym (Gm, GSm) (rys. 10).

W kierunku południowo-zachodnim od głównego kanału erozyjnego udokumentowano



Rys. 10. Profile litofacjalne osadów przedstawiające kompleks A3 w kanałach drugorzędnych w odkrywkach Adamów II i III oraz diagramy przedstawiające azymuty nachylenia dłuższych osi klastów
Objaśnienia znajdują się na rys. 5

Lithofacies profiles showing complex A3 in secondary channels in outcrops Adamów II and III and diagrams showing the azimuths of longer axis of clasts inclination
Explanations are located on Fig. 5



Rys. 11. Osady żwirowych diun
 A – soczewki żwirowe w osadach sandru
 B – zapis diuny zbudowanej z przekątnie warstwowanych żwirów
 (fot. Z. Rdzany 2021)

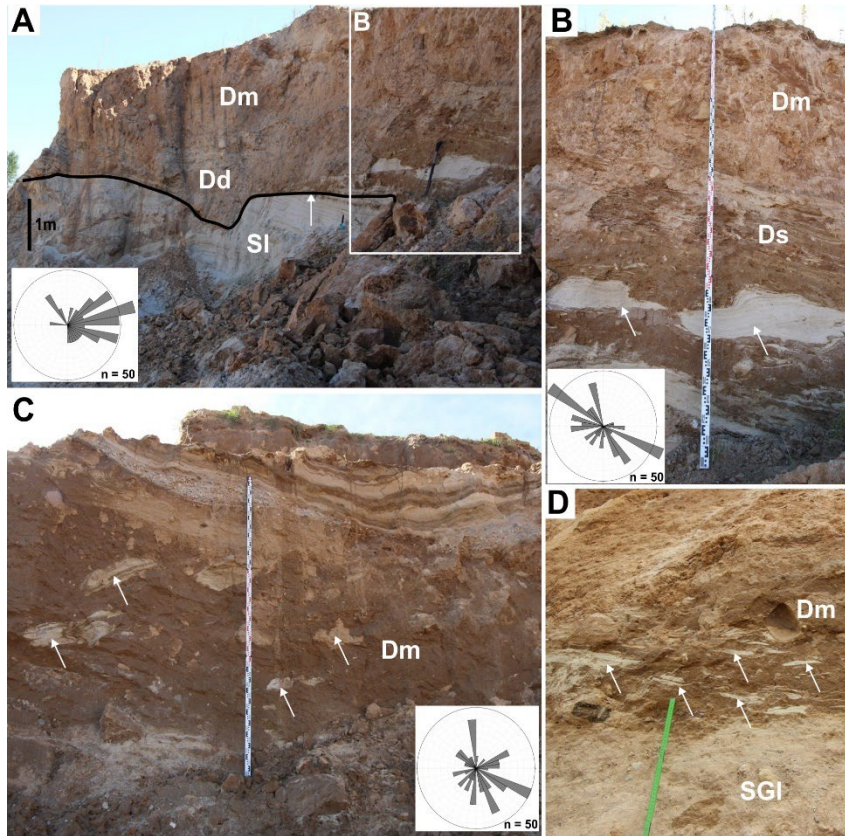
Gravel dunes deposits
 A – lenticular deposits in outwash sediments
 B – record of diune build of cross-stratified gravels

nagromadzenia żwirów o pokroju soczewkowatym i miąższości 1–2,5 m. Występują one w regularnych odstępach co 7–8 m. W ich strukturze wewnętrznej widoczne jest przekątne warstwowanie (Gx) w wielkiej skali (rys. 11 A, B). Osady charakteryzują się słabym wysortowaniem, ale lepszym od osadów gruboziarnistych odnotowanych w kanale głównym. W podścielającym piaszczysto-mułowym rytmicie występują plastyczne deformacje ciągłe (rys. 11B). Odsypy pokryte są przez osady horyzontalnie oraz niskokątowo warstwowanych piasków oraz piasków żwirowych (Sh, Sl, SGI).

Kompleks litofacjalny A4 stanowi diamikton występujący w południowej części odkrywki Adamów I (profile AD7, AD8, AD11). Jego miąższość jest zmienna, a maksymalnie dochodzi do 4 m. Posiada przeważnie erozyjną lub deformacyjną granicę z podległymi osadami, która ma charakter ondulowany (rys. 12A). Diamikton ma bardzo niejednorodny charakter, widoczne jest w nim pseudowarstwowanie i smugowanie (rys. 12B). Bardzo powszechnie występują przewarstwienia oraz klasty piaszczyste i żwirowe

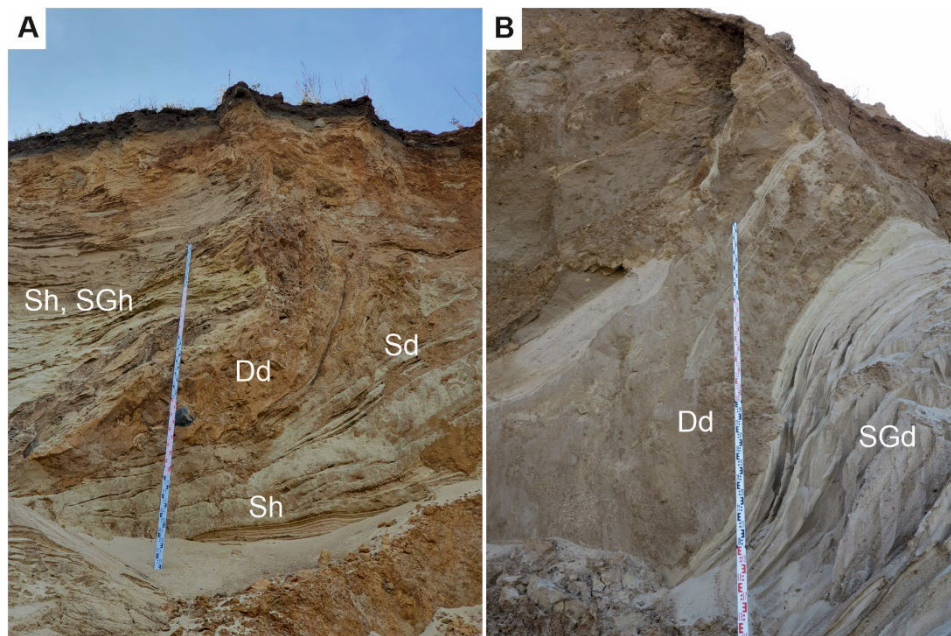
(rys. 12B–D). W części piaszczystych intraklastów widoczne jest warstwowanie. Dolna część osadów diamiktonowych wykazuje obecność deformacji plastycznych oraz quasi-horyzontalnych, nieciągłych warstw piasków. Kierunki zapadania dłuższych osi klastów są mocno zróżnicowane. W diamiktonie z widocznym pseudowarstwowaniem i obecnością ukierunkowanych soczewek dominuje orientacja klastów SE–NW. W diamiktonie zdeformowanym klasty wykazują silną orientację i zapadają w kierunku wschodnim. Diamikton masywny z dużą ilością soczewek piaszczystych charakteryzuje się znacznym rozproszeniem kierunków orientacji klastów. Na granicy zasięgu diamiktonu występują deformacje o charakterze fałdów oraz nasunięć o genezie głacictektonicznej (rys. 13). Amplituda zaburzeń waha się od 2 m do ponad 6 m. Zaburzeniu uległy zarówno diamiktony jak i starsze osady sandrowe.

Kompleks litofacjalny A5 stanowią osady skrajnie źle wysortowanych diamiktonów żwirowych i gładzowych (DGm i DBm) przewarstwione diamiktonem piaszczystym (DSm) oraz żwirami warstwowanymi horyzontalnie i niskokątowo



Rys. 12. Osady diamiktonowe w strefie marginalnej zlodowacenia warty
 A – erozyjno-deformacyjna granica pomiędzy osadami piaszczystymi sandru a diamiktonem
 B – przewarstwienia i duże soczewki piaszczyste w osadach diamiktonowych (białe strzałki)
 C – diamikton masywny z obecnymi soczewkami i porwakami materiału piaszczystego (białe strzałki)
 D – niewielkie soczewki piaszczyste w diamiktonie masywnym (białe strzałki)
 (fot. M. Frydrych 2020)

Diamicton in the marginal zone of the Warta Glaciation
 A – erosional-deformational boundary between sandy outwash deposits and diamictons
 B – interbeds and large sandy lenses in diamicton deposits (white arrows)
 C – massive diamicton with present sandy lenses and intraclasts (white arrows)
 D – small sandy lenses in massive diamicton (white arrows)

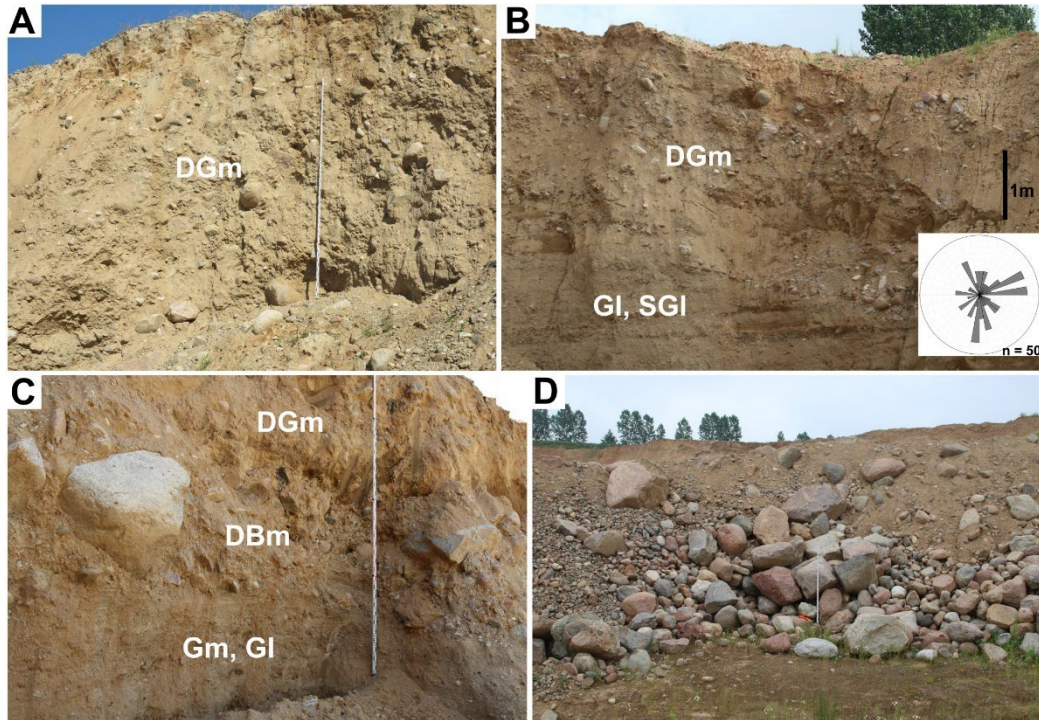


Rys. 13. Osady diamiktonowe w morenie czołowej w południowej części odkrywki Adamów w intersekcji w przybliżeniu prostopadłej do jego przebiegu. Po stronie prawej na obu fotografiach widoczne deformacje fałdowe, miejscami z drobnymi uskokami w obrębie diamiktonu glacialnego i osadów piaszczysto-zwirowych związanych z tzw. posuwem fałdowym (fot. Z. Rdzany 2021)

Diamicton deposits in the terminal moraine in the southern part of the Adamów outcrop in an intersection approximately perpendicular to its course. On the right side in both photographs, fold deformations are visible, in places with small faults within the glacial diamicton and sand and gravel deposits associated with pushing and folding

(Gh, Gl) (rys. 14). Osady te odsłaniają się jedynie we wschodniej ścianie odkrywki Adamów 1 (rys. 2). Średnice głazów widocznych w ścianie odsłonięcia (in situ) dochodzą do 150 cm (rys. 14C) natomiast w nagromadzeniach żwirów (ex situ) w niedalekiej odległości od ściany zdarzają się głazy przekraczające 2 m średnicy (rys. 14D). Osady charakteryzują się skrajnie złym wysor-

towaniem oraz znacznym rozproszeniem kierunków orientacji dłuższych osi klastów. Posiadają erozyjną granicę z podścielającymi je osadami niskokątowo warstwowanych żwirów i piasków. Ich miąższość maleje w kierunku wschodnim natomiast w kierunku zachodnim przechodzą w osady jednostki A3.



Rys. 14. Osady diamiktonowe w strefie marginalnej zlodowacenia warty

A – masywny diamikton żwirowy

B – masywny diamikton żwirowy rozcinający osady horyzontalnie i niskokątowo warstwowanych żwirów

C – głazy w osadach diamiktonowych

D – głazy zgromadzone u podnóża jednej ze ścian w odkrywce Adamów I

(A – fot. Z. Rdzany 2020; B, C, D – fot. M. Frydrych 2021)

Diamicton deposits in the marginal zone of the Warta glaciation

A – massive gravelly diamicton

B – massive gravelly diamicton cutting through the sediments of horizontally and low-angle stratified gravels

C – boulders in diamicton deposits

D – boulders collected at the bottom of one of the walls in the Adamów I outcrop

Interpretacja osadów strefy marginalnej – dyskusja

Osady zbiornika terminoglacjalnego (A1)

Obecność przewarstwień osadów gruboziarnistych w piaszczysto-mułowych, ich znaczna miąższość oraz masywna struktura przemawiają za akumulacją w zbiorniku glacialnym przy okresowej wzmożonej dostawie materiału skalnego (Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991). W osadach widocznych jest kilka powtarzających się sukcesji osadów: (1) GSm / SGm → Sm → Sh →

→ SFh; (2) Sm → Fm; (3) Sh → Fh; Sm → Sh. Sukcesja pierwsza powstawała subakwalnie na skutek depozycji ze sływów, a następnie prądów turbiditytowych (zawiesinowych). Na obecność sływów wskazuje m.in. masywna struktura osadu, bardzo złe wysortowanie oraz maksymalne średnice ziaren oraz MPS przekraczający w warstwach 10 cm (Dott 1963; Zieliński 2014). Występujące normalne uziarnienie frakcjonalne i stopniowe przechodzenie osadów SGm w Sm (Sh) a następnie SFh, świadczy o depozycji z prądu zawiesinowego (Felix, Peakall 2006). Osady o masywnej strukturze i erozyjnej granicy z podległymi osadami mogą dowodzić występowania sływów

ziarnowych lub pośrednich. Znaczny udział osadów piaszczystych oraz żwirowych świadczy o akumulacji w proksymalnej części zbiornika, który znajdował się w strefie bezpośredniego oddziaływania lądolodu. W osadach nie zaobserwowano śladów obecności kier i gór lodowych, które mogłyby potwierdzić terminoglacjalne położenie zbiornika. Sytuacja morfologiczna wskazuje jednak na prawdopodobieństwo akumulacji osadów w postaci podwodnego stożka. Powtarzalność sukcesji dowodzi pulsacji w dostawie wody oraz energii jej przepływu (Cheel 1990; Russell, Knudsen 1999) lub zróżnicowania w dostawie materiału (Rust, Romanelli 1975). Sukcesje $Sm \rightarrow Fm$, $Sh \rightarrow Fh$ i $Sm \rightarrow Sh$ mogą stanowić zapis prądów turbidytowych w bardziej dystalnym położeniu.

Osady stożka sandrowego (A2) i powodzi lodowcowej (A3)

Osady kompleksu litofacjalnego A2 budują stożek sandrowy, który rozciąga się w kierunku SW od połączenia łuków dwóch moren czołowych, gdzie zazębiają się z utworami morenowymi oraz z diamiktonowymi debrytami. Rozcinają one erozyjnie osady zbiornika terminoglacjalnego. Główny mechanizm akumulacji osadów w kompleksie A2 stanowiły zalewy warstwowe o czym świadczy dominacja osadów warstwowanych horyzontalnie i subhoryzontalnie w ławicach o dużej rozciągłości lateralnej i taflowym pokroju. Przepływ wody odbywał się w warunkach górnego płaskiego dna, gdzie dochodziło do akumulacji osadów piaszczystych i żwirowych w postaci litofacji Gh, GSh, SGh i Sh. Występujące litofacje warstwowania niskokątowego (GSl, SGl, Sl) o zmiennych kierunkach nachylenia i zmiennej miąższości, świadczą nie tylko o dużych wahaniami siły transportowej, lecz także o fazach intensywnych przepływów i tworzeniu się antywydm wędrujących wstecznie względem kierunku prądu w warunkach górnego reżimu przepływu (Blair, McPherson 1994; Alexander i in. 2001; Lang, Winsemann 2013; Lang i in. 2017). Prawdopodobne jest, że część osadów o warstwowaniu horyzontalnym powstawała na skutek rozmywania antywydm (Zieliński 2014), a dominującym stanem dna było dno antywydmowe. W profilach osadów bardzo wyraźna jest ich rytmiczność, co stanowi typową cechę osadów stożków, w tym sandrów i związane jest z pulsacyjnym dostarczaniem wód ablacyjnych na przedpolu lądolodu (Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014). Odnotowano w nich rytmiczność sedymentacji: (1) $Gh / GSh \rightarrow SGh \rightarrow Sh$; (2) $SGl \rightarrow SGh \rightarrow Sh$; (3) $SGl \rightarrow Sl \rightarrow Sh$;

(4) $Gm / GSm \rightarrow SGh / Sh$. Nie występują osady o charakterze debrytów, co świadczy o braku akumulacji z bezpośredniego czoła lądolodu. Spośród typów wyznaczonych przez Zielińskiego i Van Loona (2003) opisywane osady pod względem strukturalnym najbardziej pasują do typu D-4 jednak wykazują się dominacją osadów bardziej gruboziarnistych niż w zaproponowanej klasyfikacji. Dominujący zestaw litofacji oraz rytmiczność osadów świadczy o powtarzających się krótkotrwałych epizodach powodziowych (Rust 1978; Zieliński, Van Loon 2003)

Najbardziej wysokoenergetyczne procesy zapisały się w systemie koryt erozyjnych, rozcinających zarówno osady kompleksu A2, jak i nacinające kompleks A1. Osady je wypełniające należące do kompleksu litofacjalnego A3 zostały przez autorów zinterpretowane jako osady powodzi lodowcowej (Frydrych, Rdzany 2022). Litosom A3-1 stanowi zapis starszego epizodu powodziowego i powstania szerszego i głębszego koryta, natomiast jednostka A3-2 wypełnia koryto młodsze. Obie jednostki charakteryzuje podobna sukcesja osadowa i mechanizmy powstania z wyjątkiem braku w jednostce A3-2 początkowego zespołu horyzontalnie i niskokątowych piasków i żwirów. Początkowo przepływ miał charakter wysokoenergetyczny, w warunkach górnego płaskiego dna z antywydmami, gdzie zachodziła akumulacja osadów (GSh, SGh, GSl, SGl). Następnie doszło do zagęszczenia materiału transportowanego przepływu i przejścia w stan przepływu wysokoskoncentrowanego (przeciążonego) zawiesiną (*hyperconcentrated flow*) oraz akumulacji litofacji Gm, GSm i GBm. Świadczy o tym między innymi masowna struktura osadów, złe wysortowanie i odwrócone uziarnienie frakcjonalne (Costa 1988; Lavigne, Suwa 2004). Do akumulacji osadów doszło na skutek zjawiska zamrożenia transportowanego rumowiska (*freeze en mass*) (Costa 1984; Nemeč, Steel 1984). Po spadku energii przepływu dalsza akumulacja zachodziła w warunkach górnego płaskiego dna i dna antywydmowego. Akumulowane były osady litofacji (GSh, SGh, GSl, SGl).

W korytach drugorzędnych udokumentowano sukcesje świadczące o następstwie przepływów typowych dla wysokoenergetycznych wezbrań, jednakże zawierają one osady lepiej wysortowane, a same rozcięcia są płytsze i węższe niż w wypadku koryta głównego. W nich akumulacja rozpoczynała się w przepływach wysokoskoncentrowanych (przeciążonych zawiesiną) (*hyperconcentrated flow*) i zapisała się w postaci litofacji Gm i GBm. Następnie podobnie jak w korycie

głównym, podrzędne koryta były wypełniane osadami piaszczysto-żwirowymi typowymi dla górnego płaskiego dna i dna antywydmowego. Wykształciły się w nich podobne sukcesje jak w osadach kompleksu A2: (1) Gh → SGh → Sh; (2) SGI → SGh → Sh; (3) Gm / GSm → Sh.

Stwierdzone w osadach kompleksu A2, struktury żwirowych soczew (rys. 11) autorzy interpretują jako dość rzadko występujący rodzaj diun żwirowych (Frydrych, Rdzany 2022), przypominający formy opisywane z obszarów występowania powodzi lodowcowych (Maizels 1989; O'Connor 1993; Carling 1996, 2013). Występowanie ich, zwłaszcza ponad osadami drobnopiaszczystymi mogło sprzyjać powstawaniu plastycznych deformacji na skutek zaburzeń gęstościowych.

Osady morenowe (A4 i A5)

Kompleks A4 to gliny lodowcowe, które mają zachowane struktury związane z erozją i transportem glacialnym. Podczas przemieszczania się łądolodu dochodziło do inkorporacji osadów piaszczystych podścielających łądolód. Wiele z intraklastów ma zachowaną strukturę wewnętrzną z niewielkimi deformacjami co wskazuje na przemaznięcie ich w czasie erodowania podłoża. Obecność licznych soczewek piaszczystych o regularnych kształtach i widocznym warstwowaniu stanowi dowód na aktywność przepływu wód subglacialnych w spągu łądolodu. Gliny nie są jednorodne w profilu pionowym, występuje w nich często przejście z Dd/Ds w dolnej części do Dm. Widoczne jest również lateralne ich zróżnicowanie, co może świadczyć o znacznej zmienności genetycznej. W glinie pseudowarstwowanej, z widocznymi granicami odspojenia i licznymi soczewkami piaszczystymi występuje silna orientacja klastów z kierunku SE-NW, które mogło odzwierciedlać lokalny kierunek nasuwania niewielkiego lobu lodowcowego. W glinie deformacyjnej orientacja klastów odzwierciedla kierunki lokalnych naprężeń podczas deformacji. W glinie o strukturze masywnej orientacja klastów jest mocno rozproszona co może świadczyć o jej ablastycznym charakterze. Makrostruktury obecne w glinie świadczą o współistnieniu procesów erozyjnych, akumulacyjnych oraz deformacyjnych podczas jej powstawania, które mogły doprowadzić do powstania gliny o złożonej genezie (*hybrid till*) (Piotrowski i in. 2006; Narloch i in. 2013).

Różnej wielkości zafałdowania struktur drugorzędnych opisywanych diamiktonów świadczą o tym, że poddane zostały one w czasie depozycji i wkrótce po niej, różnym procesom deforma-

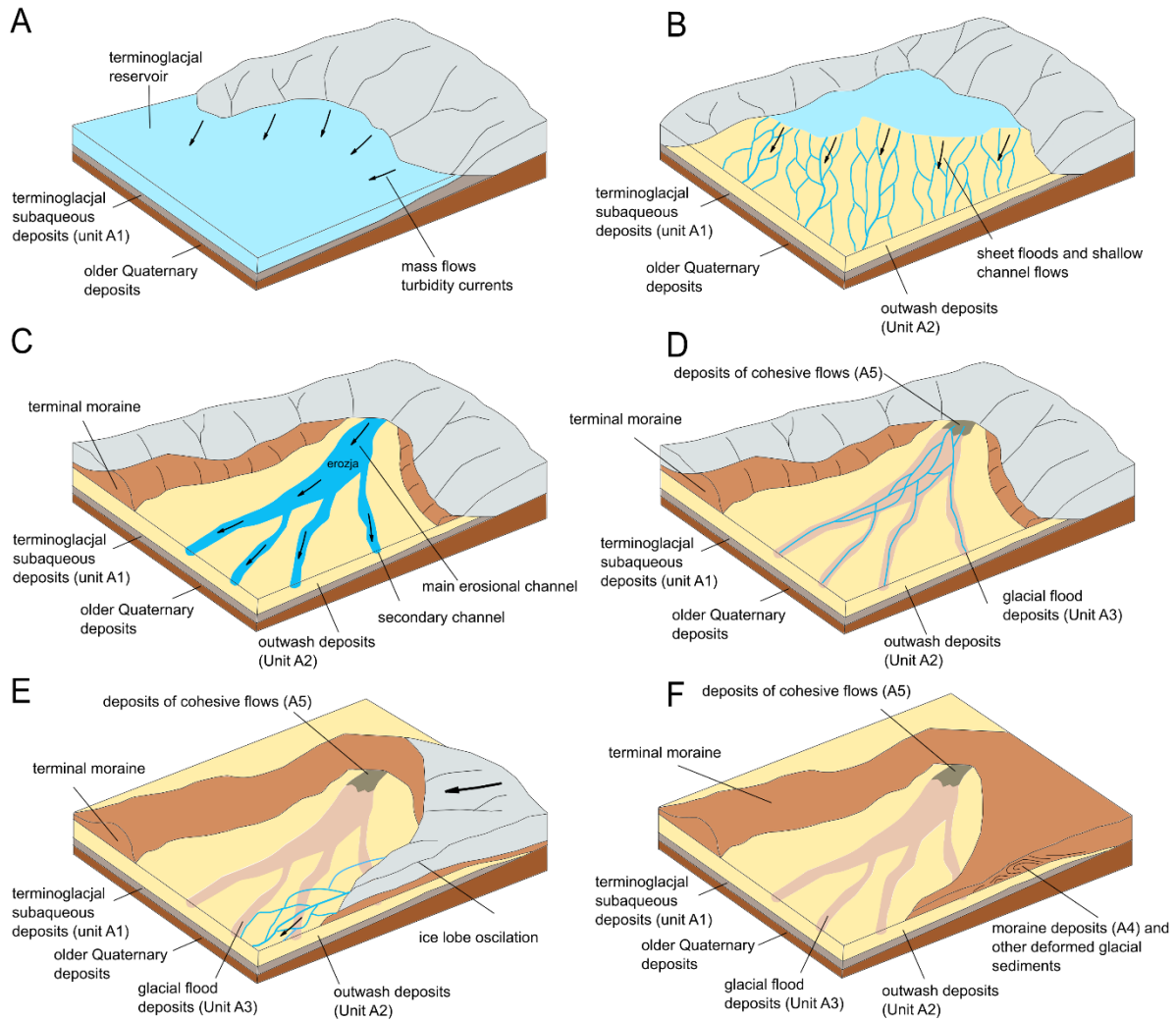
cyjnym, indukowanym głównie wytapianiem resztek martwego lodu i osiadaniem nieskonsolidowanego, nawodnionego materiału. Przypuszczalnie czoło aktywnego łądolodu mogło powodować lokalne naciski i mezoskalowe deformacje glaciektoniczne jeszcze po uformowaniu zasadniczej formy moreny czołowej. Przykłady takich deformacji widoczne są na rys. 13A, B.

Kompleks A5 to przykład mięjszych utworów powstałych w wyniku spływów kohezyjnych w pobliżu czoła łądolodu, w pozycji hipsometrycznej podobnej do utworów kompleksu A3, czyli osadów powodzi glacialnej. Osady tego typu były dokumentowane w najbardziej proksymalnych częściach sandrów (np. Zieliński, Van Loon 1999), gdzie dochodziło do ząbienia się osadów sandrowych i morenowych. Przewarstwienia lepiej wysortowanym lub warstwowanym materiałem mogą stanowić zapis przemywania osadów spływowych przez wody ablastyczne.

Etapy kształtowania rzeźby strefy marginalnej zlodowacenia warty

Kształtowanie się strefy marginalnej rozpoczęło się od akumulacji osadów w zbiorniku terminoglacialnym (rys. 15A). Wielkość zbiornika jest trudna do oszacowania, jednak miąższość osadów oraz fakt, że zostały one również udokumentowane w kopalni położonej około 2 km na północ od badanego stanowiska, może świadczyć o jego znaczących rozmiarach. Nie jest jednak wykluczone, że na badanym obszarze występowało kilka mniejszej wielkości zbiorników. Przewaga piasków z udziałem żwirów wskazuje na to, że osady pochodzą z proksymalnej części opisywanego zastoiska. Analizowane stanowisko znajdowało się w strefie oddziaływania czoła łądolodu i wód ablastycznych, czego dowodzi obecność spływów w osadach zbiornikowych. Dominującą formą akumulacji osadów w zbiorniku były prądy turbidytowe. Prawdopodobnie po zmianie zasięgu czoła lodowca doszło do zaniku zbiornika. Osady zbiornikowe zostały następnie erozyjnie rozcięte i rozpoczęła się akumulacja stożka sandrowego (rys. 15B).

Analizowane stanowisko znajduje się w proksymalnej części stożka, gdzie dochodziło do wysokoenergetycznych przepływów, a depozycja odbywała się w warunkach górnego płaskiego dna. W osadach zapisała się rytmiczność osadów świadcząca o pulsacji w ilości i energii dostarczanych wód roztopowych oraz materiału. łądolód był na tym obszarze podzielony na mniejsze loby,



Rys. 15. Etapy kształtowania rzeźby strefy marginalnej okolic Radomska

A – akumulacja w zbiorniku terminoglacjalnym

B – akumulacja sandrowa

C – powstanie kanałów erozyjnych podczas powodzi lodowcowej

D – wypełnienie kanałów erozyjnych

E – ponowny awans lobu południowo-wschodniego

F – obecny stan rzeźby i osadów w stanowisku Adamów

Formation stages of the marginal zone near Radomsko

A – accumulation in the terminoglacial lake

B – accumulation of outwash fan

C – formation of erosional channels during glacial flood

D – filling of erosional channels

E – re-advance of the southeastern lobe

F – current state of relief and sediments at the Adamów site

z czego jeden nasuwał się z kierunku północnego a drugi z północno-wschodniego i wschodniego. W zaawansowanym etapie akumulacji sandru doszło do odblokowania wód wewnątrz masy lądolodu i uruchomienia powodzi lodowcowej. Zapis powodzi lodowcowych w osadach sandrów został udokumentowany przez wielu autorów w różnych strefach marginalnych (np. Maizels 1993; 1997; Zieliński 1993; Zieliński, Van Loon 1999, 2000, 2003; Russell, Knudsen 1999; Russell, Marren

1999; Tweed, Russell 1999). Podczas przechodzenia maksymalnej fali powodziowej wycięty został stosunkowo głęboki i szeroki kanał erozyjny oraz mniejsze kanały drugorzędne (rys. 15C). W proksymalnej strefie kanału doszło do depozycji diamiktonów żwirowych i głazowych. Miały one charakter spływów kohezyjnych. Dominujący przepływ wód odbywał się w kierunku południowo-wschodnim i początkowo miał cechy przepływu skrajnie skoncentrowanego (*hy-*

perconcentrated flow). Podczas opadania fali wezbraniowej zakumulowane zostały osady masywnych żwirów i głazów. Według wzorów Costy (1983) i Williama (1983) prędkość przepływu mogła wynosić 5–7 m·s⁻¹. Krytyczne naprężenie ścinające oszacowano na 350–370 Pa (Frydrych, Rdzany 2022). Są to jednak wartości najprawdopodobniej minimalne, ponieważ obliczenia zostały oparte na wskaźnikach uziarnienia, które mogą nie reprezentować odpowiednio skali zjawiska. Dalsza depozycja osadów zachodziła w nadal bardzo wysokoenergetycznych przepływach, gdy w warunkach górnego płaskiego dna powstawały antywydmy (rys. 15D). Akumulacja została następnie przerwana przez kolejny wyrzut wód skutkujący powstaniem młodszego i mniejszego kanału. Jego wypełnianie miało przebieg podobny do kanału starszego. W większej odległości od wypływu wód powodziowych przepływ skrajnie skoncentrowany (*hyperconcentrated flow*) przeszedł w przepływ turbulentny i spowodował akumulację żwirowych diun (Frydrych, Rdzany 2022). Źródłem wód powodziowych mógł być zbiornik subglacjalny zlokalizowany na północny-wschód lub wschód od strefy marginalnej. W podłożu lobu lodowcowego położonego w tym kierunku znajdowały się obniżenia terenu, które mogły stanowić „pułapki” dla wód subglacjalnych. Nie jest jednak wykluczone, że wody powodziowe miały charakter supraglacjalny.

Po wystąpieniu powodzi doszło do ponownego nasunięcia lądolodu w południowej części obszaru badań (rys. 15E). Nasunięcie to miało niewielki zasięg i odbyło się z kierunku południowo-wschodniego. Pozostawiło po sobie gliny glacialne o genezie bazalnej, ablacyjnej i deformacyjnej. Osady te pokryły częściowo nasadę stożka sandrowego i drugorzędnych kanałów wypełnionych osadami powodzi lodowcowej (rys. 15F). Obszar kanału głównego pozostał wolny od lodu. Nasunięcie spowodowało powstanie deformacji glacitektonicznych.

Wnioski

Analizowany obszar badań z geomorfologicznego punktu widzenia stanowi zapis klasycznej strefy marginalnej z wyraźnymi morenami czołowymi, stożkiem sandrowym i doliną marginalną. Jednakże pod względem sedimentologicznym jest on wyjątkowy. Pośród zrekonstruowanych zdarzeń, które wpłynęły na wykształcenie rzeźby terenu oraz sukcesji osadowej zidentyfikowano zarówno typowo i często występujące w strefach margi-

nalnych, jak i zdarzenia znacznie rzadziej dokumentowane, między innymi powódzie lodowcowe, których zapisy do tej pory odkryto tylko w nielicznych miejscach strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego (Frydrych, Rdzany 2018; Rdzany, Frydrych 2018).

Na podstawie przeprowadzonych badań sedimentologicznych i geomorfologicznych sformułowano następujące wnioski:

- topografia podłoża podczas transgresji lądolodu warty miała kluczowy wpływ na wykształcenie lobarnego układu moren czołowych oraz mogła sprzyjać gromadzeniu się wód subglacjalnych i powstawaniu powodzi lodowcowych;
- na przedpolu lądolodu wykształcił się zbiornik terminoglacjalny o znacznej wielkości lub system mniejszych zbiorników, w których dochodziło do depozycji ze spływów oraz prądów turbidytowych na podwodnym stożku;
- w proksymalnej części stożka sandrowego doszło do powodzi lodowcowej, która zapisała się systemem koryt erozyjnych wypełnionych osadami spływów kohezyjnych, przepływów przeciążonych osadem oraz glacialfluwalnych przepływów turbulentnych; analiza osadów wykazała dość szybkie przejście pomiędzy tymi rodzajami transportu; wody roztopowe budujące sandr oraz wody powodziowe zostały odprowadzone do doliny marginalnej pra-Warty;
- lądolód warty w swoim maksymalnym zasięgu miał charakter oscylacyjny co generowało zmienność procesów występujących na jego przedpolu; spowodowało to również powstanie deformacji glacitektonicznych.

Analizowane stanowisko pokazuje, że powódzie lodowcowe mogły stanowić znacznie częstsze zjawisko niż jest to przyjęte w literaturze, ponieważ nie zawsze pozostał po nich zapis w postaci form erozyjnych lub akumulacyjnych czytelnych na powierzchni terenu.

Autorzy serdecznie dziękują Recenzentom za cenne uwagi i sugestie zmian.

Literatura

- Alexander J., Bridge J.S., Cheel R.J., Leclair S.F. 2001. Bed forms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48: 133-152.

- Balińska-Wuttke K. 1960. Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Prace Geograficzne IG PAN* 23.
- Baraniecka M.D. 1971a. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kamieński (736): 1-64.
- Baraniecka M.D. 1971b. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kamieński (736). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., Skompski S. 1969. Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial. *Geographia Polonica* 17 : 55-72.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z. 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. Instytut Geologiczny, Biuletyn 254, *Z badań czwartorzędu w Polsce* 13: 157-269.
- Bartkowski T. 1963a. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Sprawozdania PTPN* 1: 91-96.
- Bartkowski T. 1963b. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Część I. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 11: 7-50.
- Bartkowski T. 1964. Deglacjacja arealna – zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych (na przykładzie Niziny Wielkopolskiej). *Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauki za 1963, część II, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej* 70: 338-347.
- Blair T.C., McPherson J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and their facies assemblages. *Journal of Sediment Research* 64(3): 450-489.
- Brodzikowski K., Van Loon A. 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Science Reviews* 24: 297-381.
- Brodzikowski K., Gotowała R., Kasza L., Van Loon A.J. 1987. The Kleszczów Graben (central Poland): reconstruction of the deformational history and inventory of the resulting soft-sediment deformation structures. W: M.E. Jones, R.M.F. Preston (red.) *Deformation of Sediments and Sedimentary rocks. Geological Society Special Publications* 29: 241-254.
- Carling P.A. 1996. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mts, Siberia. *Sedimentology* 43: 647-664.
- Carling P.A. 2013. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? *Earth-Science Reviews* 125: 87-113.
- Cheel R.J. 1990. Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology* 37: 517-529.
- Costa J.E. 1983. Paleohydraulic reconstruction of flashflood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 94(8): 986-1004. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<986:PROFPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<986:PROFPF>2.0.CO;2).
- Costa J.E. 1984. Physical Geomorphology of debris flow. W: J.E. Costa, P.J. Fleisher (red.) *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, New York: 268-317.
- Dott R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 47: 104-128.
- Dylik J. 1952. The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. *Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Łódź* 3(5): 1-29.
- Dylik J. 1953. O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geographica Universitatis Lodziensis* 4.
- Felix M., Peakall J. 2006. Transformation of debris flows into turbidity currents: mechanisms inferred from laboratory experiments. *Sedimentology* 53: 107-123.
- 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.
- Frydrych M., Rdzany Z. 2018. Sedimentary record of a late saalian jökulhlaup: case study in Siedlątków outcrop, Central Poland. *Sedimentary Geology* 374: 85-97.
- Frydrych M., Rdzany Z. 2022. Glacial outburst flood in the marginal zone of the Wartanian Glaciation: An example from Adamów, central Poland. *Quaternary International* 617: 21-39.
- Galon R., Roszkówna L. 1967. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów secesyjnych na obszarze Polski. W: *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa: 18-38.
- Goździk J. 2002. Geomorfologia. W: S. Liszewski (red.). *Atlas Miasta Łodzi. Plansza VIII*.

- Rzeźba terenu*. Urząd Miasta Łodzi, ŁTN, Łódź.
- Graham D.J., Reid I., Rice S.P. 2005. Automated Sizing of Coarse-Grained Sediments: Image-Processing Procedures. *Mathematical Geology* 37: 1-28.
- Gotowała R. 1982. Tektonika i wykształcenie strukturalne czwartorzędu w rejonach Piaski i Buczyna-Chojny. Przewodnik I Sympozjum "Czwartorzęd rejonu Bełchatowa", Wrocław-Warszawa: 41-65.
- Hałaszczyk A. 1982. Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonach Piaski oraz Buczyna-Chojny. Przewodnik I Sympozjum "Czwartorzęd rejonu Bełchatowa", Wrocław-Warszawa: 14-35.
- Klajnert Z. 1966. Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geographica Lodzienia* 23.
- Klajnert Z. 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geographica Lodzienia* 38.
- Klatkowa H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodzienia* 28.
- Krzemiński T. 1974. Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geographica Lodzienia* 33.
- Krzyszowski D., Brodzikowski K. 1987. Budowa geologiczna czwartorzędu w odkrywcę KWB Bełchatów. Przewodnik II Sympozjum "Czwartorzęd rejonu Bełchatowa", Wrocław-Warszawa.
- Lang J., Winsemann J. 2013. Lateral and vertical relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: from cyclic steps to humpback dunes. *Sedimentary Geology* 296: 36-54.
- Lang J., Sievers J., Loewer M., Igel J., Winsemann J. 2017. 3D architecture of cyclic step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology* 362: 83-100.
- Lencewicz S. 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace Państwowego Instytutu Geologii* 2.
- Maizels J.K. 1989. Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 204-223.
- 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/S02773791\(97\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S02773791(97)00023-1)
- Marks L. 2005. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny* 53(10/2): 988-993.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.). 2006. Mapa geologiczna Polski 1: 500 000 wraz z tekstem objaśniającym. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.). 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. A – Mapa powierzchni terenu. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13: 1-62.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Fluvial Sedimentology, ed. Miall, A.D. *Canadian Society of Petroleum Geologists* 5: 597-604.
- Narloch W., Wysota W., Piotrowski J.A. 2013. Sedimentological record of subglacial conditions and ice sheet dynamics of the Vistula Ice Stream (north-central Poland) during the Last Glaciation. *Sedimentary Geology* 293: 30-44.
- 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.
- O'Connor J.E. 1993. Hydrology, hydraulics and geomorphology of the Bonneville Flood. *Geological Society of America, Special Paper* 274. *Boulder*: 1-83.
- Piotrowski J.A., Larsen N.K., Menzies J., Wysota W. 2006. Formation and subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology* 53: 83-106
- 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>.
- Rdzany Z. 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku łądolodu warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 73.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4504.4965>
- Rdzany Z., Frydrych M. 2018. Record of glacial outburst floods in marginal zones and forelands of Scandinavian glaciations in Poland. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 17: 33-40. <https://doi.org/10.18778/1427-9711.17.04>.
- Różycki F., Kluczyński S. 1962. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łódź Zachód (627), Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Różycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa.
- Russell A.J., Knudsen O. 1999. Controls on the sedimentology of the November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. *Special Publication of the International Association of Sedimentology* 28: 315-329. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444304213.ch23>.
- 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. Techn. Guide 7. Quaternary Research Association*: 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.
- Rust B.R., Romanelli R. 1975. Late Quaternary subaqueous deposits near Ottawa, Canada. W: A.V. Jopling and B.C. McDonald (red.). *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. SEPM Special Publication* 23: 177-192.
- Sarnacka Z. 1970. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Szczerców (735): 1-68.
- Sarnacka Z. 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Szczerców (735). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Skompski S. 1971a. Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby przedpola moren czolowych stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) między Radomskiem a Działoszy-nem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 254. Z badań czwartorzędu w Polsce 13: 271-308.
- Skompski S. 1971b. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1:50 000, arkusz Brzeźnica Nowa (772): 1-41.
- Skompski S. 1971c. Szczegółowa mapa geologiczna 1:50 000, arkusz Brzeźnica Nowa (772). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Tweed F.S., Russell A.J. 1999. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography* 23: 79-110.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Wągrowski A. 1988. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Radomsko (773). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wągrowski A. 1990. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1:50 000, arkusz Radomsko (773): 1-70.
- Williams G.P. 1983. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. I. Cobble and boulder deposits. *Geografiska Annaler* 65A, 227-243. <https://doi.org/10.1080/04353676.1983.11880088>
- 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. Gepol Sp. Z o.o., Instytut Geodezji i Kartografii, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Poznań: 1-85.
- Zieliński T. 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Uniwersytet Śląski* 1398: 1-96.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań.

- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M. 2012. Jakie cechy litologiczne warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny* 60: 387-397.
- Zielinski T., Van Loon A.J. 1999. Subaerial terminoglacjal fans. I. A semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geologie en Mijnbouw* 77: 1-15.
- Zieliński T., Van Loon A. 2000. Subaerial terminoglacjal 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
- Ziomek J. 2002. Geologia – Utwory powierzchniowe. W: S. Liszewski (red.) *Atlas Miasta Łodzi. Plansza VII Geologia i gleby*. Urząd Miasta Łodzi, ŁTN, Łódź.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślaczka A., Żaba J., Żytko K. 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Summary

The maximum extent of the Warta Glaciation (Late Saalian) and determination of the diversity of landforms in its marginal zone have been the subject of numerous research since the 1960s. Against the backdrop of the highly diverse marginal zone of the Warta Glaciation, with variously interpreted landforms, the southeastern margin of the Widawka lobe appears to be exceptionally uncontroversial. This area constitutes a classic example of a marginal zone with a distinct morphological record of terminal moraines and sandur plains.

Spatial analysis of the arrangement of Wartanian till indicates widespread movement of the glacier uphill towards the Radomsko Hills. This led to difficulties in the drainage of meltwater. Examples of proglacial accumulation, often underlying the clay, are evidence of this. In the zone of maximum extent – around Adamów, Wola Jedlińska, and Dobryszyce – local glacier movement directions were subject to modifications depending on the terrain relief, leading to the formation of smaller lobes. Significant lithofacial variation in the internal structure of the studied forms in the quarries in Adamów, indicates

a great diversity of accumulative, erosive, and deformational processes.

The main objective of the research was to reconstruct the stages of formation of this unique classic marginal zone. The specific goals included examining the structural and textural characteristics of sediments, analysing the relief of the marginal zone, and reconstructing the extreme processes recorded in the sediments.

The terrain relief was analysed using digital elevation models, hillshade models, and hypsometric profiles. Field studies were conducted between 2018 and 2023 in five outcrops: Adamów I, II, III, IV, and V. Lithofacial analysis of the sediments was carried out in the exposures, determining their structural and textural characteristics. Five lithofacial complexes were distinguished: A1, A2, A3, A4, and A5.

Complex A1 is characterized by the predominance of massive sands and horizontally stratified sands. The sediments exhibit very poor sorting. Several recurring sediment sequences are visible in the sediments: (1) GSm / SGm → Sm → Sh → SFh; (2) Sm → Fm; (3) Sh → Fh; Sm → Sh. The sediments were accumulated subaqueously in a terminoglacjal lake from non-cohesive grain flows and turbidity currents.

Lithofacial complex A2 consists mainly of sandy-gravelly deposits with horizontal and sub-horizontal stratification, exhibiting significant lateral extent, interbedded with low-angle cross-stratified sediments. These sediments form a sandur, which extends southwestward from the junction of the arcs of two terminal moraines. Sediments were accumulated in the upper flow regime during sheet floods under conditions of an upper plane bed and antidune migration.

Lithofacial complex A3 constitutes the infilling of an erosional channel with a depth of approximately 11 meters, cutting through the sediments of complexes A1 and A2. It represents the record of a glacial flood. Within it, it is possible to distinguish the infilling of an older (A3-1) and a younger erosional channel (A3-2). These are composed of massive gravels with boulders, gravelly boulders, and sandy-gravelly deposits exhibiting horizontal and low-angle cross-stratification. The coarse-grained sediments were accumulated from hyperconcentrated flow, while the sandy ones under conditions of upper flow regime in turbulent flow. Lenses of cross-stratified gravels with thickness of 1-2.5 meters were also documented, interpreted as gravelly dunes.

Lithofacial complex A4 consists of diamicton with variable thickness and internal features. The diamict exhibits a highly heterogeneous

character, displaying pseudo-stratification and streaking. Interbeddings and sandy or gravelly lenses are very common. At the boundary of the diamicton's extent, deformations in the form of folds and glaciotectionic thrusts occur. Macrostructures present in the diamicton indicate the coexistence of erosional, accumulative, and deformative processes during its formation, which could have led to the formation of hybrid till.

Lithofacial complex A5 comprises extremely poorly sorted gravelly and bouldery diamicton interlayered with sandy diamicton and horizontally and low-angle cross-stratified gravels. It formed through the accumulation of cohesive debris flows in the most proximal part of the sandur.

In the analysed area various glacial, glaciofluvial, and glaciolacustrine landforms and deposits overlap. Initially, sediments accumulated subaqueously in a terminoglacial lake. After its infilling or resizing, subaerial accumulation began and the sandur was formed. In the proximal part of the sandur, a glacial flood occurred, leaving a system of erosional channels filled with debris flow, hyperconcentrated flows, and turbulent glaciofluvial flows sediments. During oscillations of the glacier margin, one of the lobes advanced, leading to the formation of glaciotectionic deformations and the deposition of diamictons of varying origin.