

Geneza form marginalnych w Pradolinie Noteci-Warty koło Szamocina, północno-wschodnia Wielkopolska

The genesis of marginal landforms in the Noteć–Warta pradolina near Szamocin, north-eastern Greater Poland

Leszek Kasprzak

Instytut Geoeologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, l.kasp@amu.edu.pl

Zarys treści: W pracy przedstawiono wyniki badań geomorfologicznych na podstawie materiałów zebranych w trakcie kartowania geologicznego arkusza Szamocin (315) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000. Na mapie geomorfologicznej w skali 1: 100 000 wydzielono sześć głównych kategorii form ukształtowanych w okresie zlodowacenia wisły i w holocenie. Szczegółowo omówiono rozmieszczenie form glacialnych i fluwioglacjalnych. Stwierdzono, że pierwotnie obszar pradoliny stanowił strefę marginalną lądolodu. Zapisem tego okresu są formy morenowe występujące po północnej i południowej stronie pradoliny oraz osady fluwioglacjalne na górnych terasach Noteci. Zaproponowano związek lokalizacji pradoliny z dłuższym postojem czoła lądolodu na linii moren nadnoteckich.

Słowa kluczowe: moreny czołowe, formy po wałach lodowo-morenowych, terasy, dynamika lądolodu wisły, Pradolina Noteci-Warty

Abstract: This paper presents the results of geomorphological investigations based on materials collected during geological mapping of the Szamocin sheet (315) of the Detailed Geological Map of Poland at a scale of 1:50,000. On the geomorphological map at a scale of 1:100,000, six main categories of landforms formed during the Vistulian glaciation and the Holocene were distinguished. The distribution of glacial and fluvioglacial landforms is discussed in detail. It was found that the area of the pradolina originally constituted a marginal zone of the ice sheet. Evidence of this stage is provided by moraine landforms occurring on the northern and southern sides of the pradolina, as well as by fluvioglacial deposits on the upper terraces of the Noteć River. A relationship was suggested between the location of the pradolina and a prolonged standstill of the ice-sheet margin along the line of the Noteć moraines.

Keywords: terminal moraines, landforms associated with ice-marginal moraine ridges, terraces, dynamics of the Vistulian ice sheet, the Noteć–Warta pradolina

Wprowadzenie

Celem niniejszego artykułu jest rozpoznanie genezy oraz znaczenia geomorfologicznego form marginalnych występujących w obrębie Pradoliny Noteci-Warty w rejonie arkusza Szamocin (315), ze szczególnym uwzględnieniem ich związku z dynamiką i czasem postoju czoła lądolodu wisły. Podjęto próbę wykazania, że lokalizacja pradoliny oraz towarzyszący jej zespół form glacialnych i fluwioglacjalnych stanowią zapis długotrwałego funkcjonowania strefy marginalnej pomiędzy lobem wypustowym a zasad-

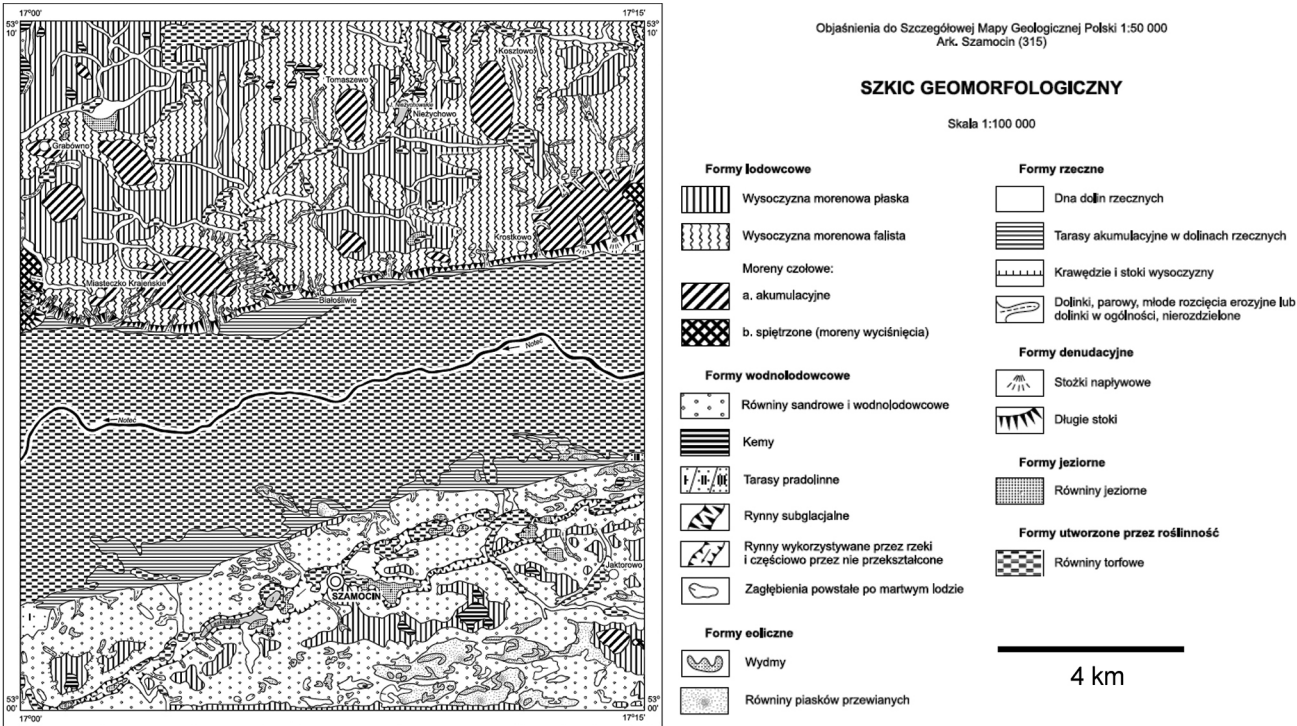
niczą masą ostatniego lądolodu. Zakres pracy obejmuje analizę budowy geologicznej osadów czwartorzędowych oraz analizę form rzeźby na obu zboczach Pradoliny Noteci-Warty, ze szczególnym uwzględnieniem form morenowych, struktur glaciektonicznych, osadów fluwioglacjalnych oraz systemu teras pradolinnych. Badania zostały skoncentrowane na identyfikacji i interpretacji form powstałych w trakcie zlodowacenia wisły oraz w późniejszych etapach jego zaniku, tj. w Holocenie.

Praca nie obejmuje bezpośredniego datowania bezwzględnych form ani osadów, lecz opiera się na



Ryc. 1. Położenie arkusza Szamocin (315) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski na tle zasięgu lądolodu wisty i rozmieszczenia rynien glacialnych

Fig. 1. Location of the Szamocin sheet (315) of the Detailed Geological Map of Poland against the extent of the Vistulian ice sheet and the distribution of glacial channels



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna arkusza Szamocin (315) w skali 1:100 000 (Kasprzak 2017)

Fig. 2. Geomorphological map of the Szamocin sheet (315) at a scale of 1:100,000 (Kasprzak 2017)

analizie stratygraficznej, morfologicznej i porównawczej, osadzonej w kontekście wcześniejszych badań regionalnych. Uzyskane wyniki posłużyły do sformułowania wniosków dotyczących charakteru stref marginalnych na obszarze arkusza Szamocin oraz roli dynamiki lądolodu wisły w kształtowaniu Pradoliny Noteci-Warty.

W podziale Polski na jednostki fizycznogeograficzne (Kondracki 1978, Solon i in. 2018) obszar arkusza Szamocin (315) leży między dwoma dużymi makroregionami, tj. Pojezierzem Południowo-Pomorskim a Pojezierzem Wielkopolskim (ryc. 1). Środkową część arkusza zajmuje Pradolina Noteci-Warty (Toruńsko-Eberswaldzka) stanowiąca trzeci, duży region (ryc. 2). Obszar położony na północ od pradoliny zajmuje mezoregion Wysoczyzna Krajeńska (Pojezierze Krajeńskie), natomiast południowe fragmenty arkusza mezoregion Wysoczyzna Gnieźnieńska (Pojezierze Gnieźnieńskie). Strefę graniczną między tymi jednostkami stanowi mezoregion Doliny Środkowej Noteci.

W podziale Krygowskiego (1961) na główne jednostki geomorfologiczne Niziny Wielkopolskiej, część arkusza Szamocin położona na południe od Pradoliny Noteci-Warty należy do tzw. Pagórków Chodzieskich, stanowiących szeroko rozumianą strefę marginalną subfazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia wisły. Pradolina na opisywanym obszarze stanowi fragment tzw. Odcinka Wyrzyńskiego Pradoliny, który rozpoczyna się na wschód od Nakła a w kierunku zachodnim kończy się na zwężeniu pradoliny na linii miejscowości Nietuszkowo-Dziembowo (Krygowski 1961). Teren położony na północ od pradoliny, który obejmuje południowy fragment Wysoczyzny Krajeńskiej, należy według kryteriów zastosowanych przez Galona (1952a, b) do tzw. „nadnoteckiego ciągu morenowego”.

Przegląd literatury

Pierwsza publikowana informacja z obszaru Pradoliny Noteci-Warty pochodzi od Jentzscha (1896), który zebrał dostępny, skromny materiał wiertniczy. W 1901 roku Maas w swojej pracy o Pomorzu Zachodnim wspominał o zespołach form na północnym brzegu doliny Noteci (Maas 1901). Nie opisał ich jednak szczegółowo i podobnie jak Keilhack (1907, 1910) uporządkował jedynie dostępne otwory wiertnicze. W roku 1913 Assmann przedstawił wyniki własnych, oryginalnych badań geologicznych i wyróżnił kilka ciągów czołowo morenowych, które uznał za młodsze od „moren noteckich” i na zachodzie połączył je z chodzieską morena czołową (Assmann 1913). Próby powiązania wzgórz morenowych północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej

(występujących m.in. w południowej części arkusza Szamocin) podjęli również Cramer (1915a, b) i Korn (1915a, b) w objaśnieniach do map geologicznych. W roku 1916 ukazała się syntetyczna praca Korna, dotycząca deglacjacji na obszarze tzw. lodowca „Drawy-Gwdy” (za Kozarskim 1962). Autor ten uznał wówczas wzgórza położone po obu stronach pradoliny za ukształtowane w czasie odrębnych faz postojowych ostatniego lądolodu. Pojawiła się także próba wyjaśnienia genezy form nadnoteckich z uwzględnieniem czynnika tektonicznego. Srokowski (1927) napisał, że *wzniesienia na północnym brzegu Noteci robią wrażenie pogórza*. Przełomowe znaczenie dla badań nad recesją lądolodu wisły na dyskutowanym obszarze posiadała syntetyczna praca Woldstedta (1932). Autor ten sformułował dwa ważne wnioski. Pierwszy z nich, dotyczący wzniesień na północnym brzegu Pradoliny Noteci-Warty i sprowadza się do uznania ich za odrębną jednostkę stratygraficzną. Woldstedt (1932) także jako pierwszy wskazał na bezpośredni związek, który zachodził pomiędzy recesją lądolodu a formowaniem pradoliny. Dwa lata później Galon (1934) opublikował pracę, w której stwierdził, że najstarszym elementem Pradoliny Noteci-Warty jest poziom odpływu sandrowego, który został najlepiej poznany nad Brdą i powiązany z postojem lądolodu wzdłuż linii moren stadium pomorskiego. Kwestia ta okazała się szczególnie ważna, ponieważ dotyczyła tzw. terasy akumulacyjno-erozyjnej (IV) znajdującej się w obrębie arkusza Szamocin. W tym samym czasie Woldstedt (1935) rozszerzył swoje badania i wskazał na glacitektoniczne pochodzenie Dębowej Góry i całego ciągu wzgórz na północ od pradoliny.

W latach powojennych kontynuowane były prace zmierzające do lepszego powiązania wzgórz morenowych w ciągu odzwierciedlające fazy postojowe ostatniego lądolodu (Galon 1952a, b, 1953) oraz ogólnego rozpoznawania stref zaburzeń glacitektonicznych (Zwierzycki 1949). Szupryczyński (1957) opisał struktury glacitektoniczne Dębowej Góry i pagórka koło Kosztowa na podstawie badań i materiałów archiwalnych. Gadomska (1957) opublikowała ważne profile geologiczne wykonane w oparciu o specjalnie wykonane odwierty badawcze. Intensywne badania i polemiki prowadzone nad zagadnieniem odpływu wód pradolinnych zaowocowały rozpoznaniem układu teras na obszarze arkusza Szamocin. Stęszewski i Bartkowski dla potrzeb Mapy Geomorfologicznej Wielkopolski (Krygowski 1953) wyznaczyli obok znanych już dwóch poziomów terasowych, terasę środkową (wydmową), a Kozarski i Szupryczyński (1958) wykryli czwartą terasę, którą nazwali górną. W latach 60. XX wieku pojawiły się ważne, syntetyczne opracowania zamykające pewien etap badań faz rozwojowych pradoliny (Galon 1961, Kozarski 1962, 1965). Kozarski (1962) przeprowadził kartowanie geomorfologiczne i opracował mapę, na której

wyznaczył Oscylację Wyrzyską, na północ od pradoliny i Fazę Chodzieską na południe.

Bardzo istotnymi opracowaniami geologicznymi, dotyczącymi bezpośrednio lub pośrednio arkusza Szamocin były prace Uniejewskiej i Włodka (1977) oraz Włodka (1980). Obydwie prace dotyczyły osadów młodszego plejstocenu. Zaprezentowali oni pogląd, według którego ostatnie zlodowacenie wisły reprezentowane jest przez osady jednego cyklu glacialnego, a zaobserwowane wkładki utworów zastoiskowych nie posiadają rangi rozdzielności interfazowej obejmującej fazę leszczyńską i poznańską. Na terenie objętym zasięgiem arkusza Szamocin nie znaleziono jak do tej pory osadów eemskich. Najbliżej położone stanowiska opisano z Nakła i Śmielina (Rühle 1954, Środoń 1954, Borówko-Dłużakowa 1972, Karaszewski 1973). Badania pyłkowe torfów w pradolinie wskazały młodszy dryas jako początek ich kształtowania (Wodiczko 1948, Przybylski 1961).

Metody badań

W ramach pracy przeprowadzono kartowanie geomorfologiczne i geologiczne, analizę materiałów archiwalnych, obserwacje terenowe odsłonieć i wierceń, a także badania sedymentologiczne i petrograficzne. Szczególną uwagę poświęcono analizie deformacji glacitektonicznych oraz orientacji form rzeźby, które posłużyły do rekonstrukcji kierunków ruchu lodu i odpływu wód roztopowych.

Realizację prac geologicznych na arkuszu Szamocin (315) prowadzono w oparciu o „Projekt badań geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000”, zatwierdzony przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa w roku 1996 (Kasprzak, 1995). W ramach przeprowadzonych prac geologicznych wykonano 630 sztuk sond ręcznych w osadach powierzchniowych, którymi osiągnięto głębokości 3–4 m. Wykonano także sondy mechaniczne do głębokości przeciętnej 4m. Wykonano 4 otwory badawcze (kartograficzne), którymi sięgnięto do osadów starszych niż plejstoceńskich. Interpretacja zaobserwowanych osadów okazała się szczególnie trudna ze względu na glacitektoniczny charakter budowy geologicznej znacznej części obszaru arkusza Szamocin. Zgromadzono dokumentację dotyczącą 75 wierceń archiwalnych. Jakość tych materiałów okazała się bardzo zróżnicowana. Szczególnie cenne okazały się dokumentacje profili wiertniczych opracowane przez Gadomską (1958). Wykonano 48 wkopów oraz zbadano osady gliniaste i piaszczysto-żwirowe w 23 odsłonięciach.

Obserwacje makroskopowe w odsłonięciach skoncentrowano na północnych skarpach Pradoliny No-

teci-Warty w celu uzyskania informacji o glinach bazalnych, ich ilości i rodzaju. W glinach pomierzono orientację klastów oraz struktur kierunkowych w celu wyznaczenia kierunku ruchu lodu. Wykonano badania petrograficzne dla kilkunastu próbek a dla wszystkich pobranych próbek analizy składu mechanicznego. W ramach badania lineamentów rzeźby przeprowadzono analizę orientacji dłuższych osi pagórków form wyznaczający tzw. Nadnotecki ciąg form marginalnych. W kolejnych latach zostało zakończone opracowanie mapy geologicznej (Kasprzak 2017). W ostatnich latach powrócono do badań w wybranych stanowiskach.

Budowa geologiczna

Obszar arkusza Szamocin leży w południowej części antyklinorium pomorskiego, na jego południowym skraju. Na powierzchni antyklinorium (tj. na powierzchni podkenozoicznej) występują osady jury. Najczęściej, w przeanalizowanych wierceniach sięgających osadów jury, rejestrowano iłowce i mułowce zalegające na głębokości 140–170m poniżej poziomu terenu (Kasprzak 2017). Osady przedplejstoceniowe wykształcone są dyskordantnie na warstwach mezozoicznych. Jak wynika z analizy profili geologicznych, najniższe zaleganie stropu miocenu występuje pod osadami wypełniającymi pradolinę, w jej zachodniej części. Miocen znajduje się na rzędnej –80 m. W części wschodniej pojawia się pliocen, który leży znacznie płycej, tzn. na rzędnej ok. –20 m. Pod sąsiadującymi z pradoliną wysoczyznami Krajeńską i Gnieźnińską, osady pliocenu zalegają stosunkowo płytko. Stwierdzano je w otworach archiwalnych na głębokościach od –40 do –15 m. Ta ostatnia wartość odnosi się do skrajnie południowej części arkusza. W szeregu miejscach (Kosztowo, Dębowa Góra, Miasteczko Krajeńskie) pliocen występuje tuż pod osadami czwartorzędowymi w postaci kier glacitektonicznych o miąższości do kilkudziesięciu metrów. Biorąc pod uwagę powszechność deformacji glacitektonicznych oraz znaczne deniwelacje stropu pliocenu, należy oczekiwać, że był on w dużej mierze kształtowany przez procesy deformacyjne i egzarycyjne. Powierzchnię mioceniową budują przede wszystkim neogeńskie iły i mułki z przerostami węgla brunatnego.

Osady czwartorzędowe, które były przedmiotem kartowania geologicznego posiadają zmienną grubość. W obrębie pradoliny seria czwartorzędowa osiąga miąższość do 80 m. Trudno ocenić miąższość czwartorzędu w rejonie Krostkowa ze względu na deformacje glacitektoniczne i trudności w określeniu rzędnej zalegania in situ stropu miocenu i pliocenu.

Stratygrafia osadów starszych od interglacjału eemskiego opisanego z Nakła (Rühle 1954, Karaszewski 1973) i Śmielina (Środoń 1954) przedstawia się następująco: w najniższym położeniu znajdują się gliny morenowe należące najprawdopodobniej do kompleksu osadów zlodowacenia południowopolskiego; gliny tego wieku występują jedynie w obrębie pradoliny, gdzie zalegają na rzędnej terenu od –10 do –20 m, tj. od 40 do 30 m poniżej powierzchni terenu (Kasprzak 2017). Drugi ważny poziom stratygraficzny, jakim są gliny wieku środkowopolskiego, podściela kompleks osadów powstałych w czasie zlodowacenia wisły. Znajdują się na rzędnej od –70 do –90 m. Miąższość glin osiąga 25 m. Pomiedzy glinami wieku środkowopolskiego a glinami ostatniego zlodowacenia, występują serie piaszczysto-mułkowo-pylaste, co potwierdza koncepcję Włodka (1980) o istnieniu zastoisk z okresu transgresji ostatniego lądolodu na fazę leszczyńską. Gadomska (1957) także wykazała na przekrojach geologicznych obecność miąższych serii zastoiskowych.

Gliny morenowe zlodowacenia wisły osiągają miąższość od 15 do 20 m, choć ma to prawdopodobnie miejsce jedynie w spiętrzeniach glacitektonicznych i rdzenie wiertnicze zarejestrowały ich pogrubienie w łuskach lub fałdach. Na seriach najmłodszych, bazalnych glinach morenowych zalega materiał ablacyjny piaszczysto-żwirowo-kamienisty, stanowiący zapis sedymentacyjny końcowego etapu zaniku lądolodu (Kasprzak 2017).

Geomorfologia

Mapa geomorfologiczna na rycinie 2 przedstawia wydzielenia 6 podstawowych grup form terenu: formy lodowcowe, formy wodnolodowcowe, formy eoliczne, formy rzeczne, formy denudacyjne, formy jeziorne oraz formy związane z akumulacją biogeniczną. Dwie pierwsze grupy form związane są bezpośrednio z formowaniem się pradoliny. Pozostałe grupy form terenu dotyczą okresu przeobrażeń późniejszych, tj. holocenijskich.

Pierwsza grupa form to wysoczyzny, które są obecne zarówno po północnej jak i południowej stronie Pradoliny Noteci-Warty. Na północ od pradoliny stanowią największy powierzchniowo element rzeźby. Podstawowy poziom wysoczyznowy znajduje się na wysokości od 90 do 100 m n.p.m. po stronie północnej i od 80 do 90 m n.p.m. po stronie południowej. Zasadniczym osadem znajdującym na wysoczyznach są przemyte gliny typu spływowego, pokrywające cienką warstwą niżej leżące gliny typu bazalnego. Nie stwierdzono lineamentu morfologicznego w ich obrębie. Zaobserwowano, że

bardziej urozmaicone fragmenty wysoczyzn morenowych znajdują się 10 do 15 m wyżej od wysoczyzn płaskich. Wysoczyzny po stronie południowej pradoliny są jedynie elementami „wyspowymi” zatopionymi w piaskach sandrowych i żwirach lodowcowych. Są one tylko pozornie bardziej płaskie z tego powodu.

Elementami górującymi nad wysoczyznami morenowymi są wzgórza. Z morfologicznego punktu widzenia możliwe do wyróżnienia są dwa ich typy:

1. wydłużone (ze stosunkiem osi krótkiej do długiej jak 2 do 1) oraz
2. koliste (ze stosunkiem osi krótkiej do długiej ok. 1).

Wydłużone wzgórza znajdują się po obu stronach pradoliny. Po stronie północnej występują koło miejscowości Grabówno, Tomaszewo i Niezychowo. Wysokości względne tych form dochodzą do ok. 30 m. Pagórek o cechach moreny czołowej i podobnej wysokości względnej znajduje się także na południe od pradoliny w okolicach Jaktorowa. Moreny o zarysie kolistym znajdują się tuż nad pradoliną. Poczynając od zachodu można je znaleźć w strefie kulminacji koło Miasteczka Krajeńskiego, Białośliwia oraz Krostkowa, gdzie znajduje się imponujący maszyn Dębowej Góry. Wspólną cechą opisywanych moren jest ich glacitektoniczny charakter. Trudno na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzić czy dominuje w nich struktura fałdowa czy łuskowa. Za strukturą fałdową przemawia analiza rdzeni wiertniczych, które pokazują, że na osadach pliocenijskich spoczywają sfałdowane osady czwartorzędowe. W Dębowej Górze na znacznych głębokościach występuje czwartorzęd pod osadami pliocenijskimi, co wskazuje na łuskowy charakter deformacji.

Bez względu na interpretację budowy geologicznej takie nagromadzenie formacji typu glacitektonitów wskazuje na intensywne procesy przymarzania i pobierania osadów z podłoża lądolodu a takie warunki najlepiej można usytuować w strefie marginalnej lądolodu. W związku z tym należy przychylić się do tych koncepcji w literaturze, według których na analizowanym obszarze arkusza Szamocin mamy do czynienia ze strefami marginalnymi. Najlepiej wydaje się być zarysowany ciąg moren nadnoteckich. Trzeba jednak stwierdzić, że wrażenie „ciągu” form może być także powodowane podcięciem skarpy pradolinnej. Nie można wykluczyć, że i te nadnoteckie pagórki morenowe także były wydłużone, podobnie jak te leżące dalej na północ.

Formy utworzone w strefie martwego lodu stwierdzono jedynie na obszarze bezpośrednio przylegającym od północy do Dębowej Góry. Jest to obszar bardzo specyficzny, gdyż znajduje się pomiędzy dwoma wzniesieniami (Dębowa Góra/Kosztowo). Miejsce to sprzyjało przejściu lodu ze stanu aktywnego w pa-

sywny, najprawdopodobniej po fazie tworzenia wałów lodowo-morenowych.

Elementy rzeźby wodnolodowcowej, które znajdują się poniżej poziomu wysoczyznowego posiadają także charakterystyczny układ. Po północnej stronie pradoliny stanowią albo odcinki równoleżnikowe albo południkowe. Najważniejszym wcięciem w podstawowy poziom wysoczyznowy jest dolina pomiędzy Białosłiwem a Miasteczkiem Krajeńskim o wyraźnie rynnowym charakterze. Znacznie płycej (ok. 10 m) wcięte jest obniżenie o charakterze rynnowym koło Niezychowa zajęte częściowo przez dwa niewielkie jeziora Głębozek i Niezychowo. Wcięcie to ma charakter rynny i posiada orientację N–S. Z reguły wcięcia południkowe są głębsze a równoleżnikowe płytsze. Taki ich układ sugeruje, że jedne pochodzą z okresu transgresji i odzwierciedlają wypływy wód subglacialnych prostopadłe do przebiegu krawędzi lądolodu, zgodnie z ciśnieniem hydraulicznym. Wcięcia równoleżnikowe posiadają odmienną genezę i stanowią zapis odpływów równoległych do czoła lądolodu, które były kształtowane w czasie jego recesji najprawdopodobniej między ciągami wałów lodowo-morenowych.

Na arkuszu Szamocin można wyróżnić cztery poziomy teras pradolinnych:

1. terasa zalewowa 55–50 m n.p.m.,
2. terasa dolna 60–55 m n.p.m.,
3. terasa środkowa 70–60 m n.p.m.,
4. terasa górna 77–72 m n.p.m.

Zapis odpływu typu marginalnego znajduje się na wyższych terasach (terasy 3 i 4). Terasy te są bardzo silnie urzeźbione i przedstawiają bardzo skomplikowany kompleks osadów (ryc. 2). Powszechne są osady fluwioglacjalne z materiałem gładowym. Liczne zagłębienia bezodpływowe najłatwiej zinterpretować obecnością lodu martwego. Powstaje jednak pytanie o ich powstanie hydrogeniczne czy lodowcowe, np. po pagórkach lodowo-morenowych? Kozarski (1965) wykazał, że najwyższe terasy pochodzą z okresu kształtowania szlaku wód roztopowych oraz progla-cjalnych w strefie bezpośredniego przedpoła lądolodu. Pozostałe formy ujęte na mapie geomorfologicznej nie są już związane bezpośrednio z lądolodem choć powstawały pod wpływem zanikających dalej na północ mas lodowych.

Całość przedstawionych obserwacji pozwala sformułować wniosek, że system sedimentacji glacialnej i fluwioglacjalnej na arkuszu Szamocin składa się z sukcesywnie kształtowanych stref marginalnych. Należy się przychylić do poglądu Krygowskiego (1956), że formy glacialne na Wysoczyźnie Gnieźnieńskiej (na południe od pradoliny) można zaliczyć do tzw. Pagórków Chodzieskich, których kulminacją jest Gontyniec. Otwarta natomiast pozostaje kwestia transgresyjnego lub recesyjnego charakteru fazy chodzieskiej w obrębie arkusza Szamocin oraz charakteru późniejszej recesji.

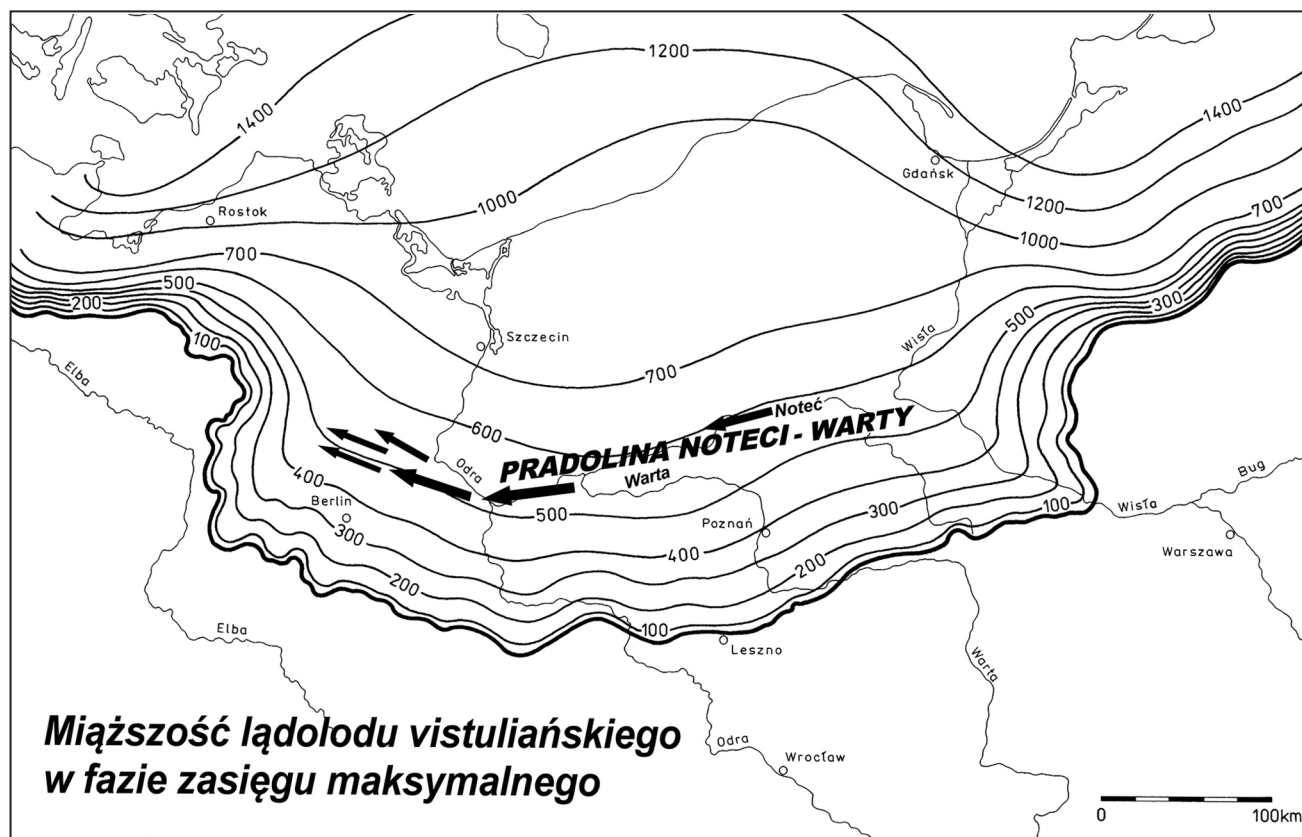
Wnioski

Na obszarze arkusza Szamocin stwierdzono na podstawie badań geologicznych ślady kilku starszych zlodowaceń (Kasprzak 2017). Formy polodowcowe datowane na okres zlodowacenia wisły zidentyfikowano po obydwu stronach pradoliny. Większość form pozytywnych, pagórkowatych, posiada cechy moren czołowych o charakterze spiętrzonego a część, szczególnie niższych form, mogła być kształtowana w warunkach obecności wałów lodowo-morenowych choć ze względu na tradycyjność wydzielen na mapie geologicznej sklasyfikowano je jako kemę. Kemę według klasycznych definicji powstają w zamkniętych basenach sedimentacyjnych a takie właśnie wytwarzane są między wałami lodowo-morenowymi stref marginalnych.

Intrygujące jest miejsce powstania tak rozległej, głębokiej i wyrazistej formy jaką jest Pradolina Noteci-Warty. Pradolina ta powstała na granicy dwóch bardzo różnorodnych krajobrazów i odmiennych stylów budowy geologicznej. Na południe od pradoliny jednostki glin bazalnych są cienkie i budują dość monotonne wysoczyzny morenowe. Strefy marginalne, poczynając od fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły, prezentują bogactwo, ale jednak niewysokich form. Zdecydowanie dominują rozległe powierzchnie płaskich wysoczyzn morenowych, którym towarzyszą mało urozmaicone, ale podobnie rozległe sandry. Na północ od pradoliny krajobraz i budowa geologiczna ulegają zmianie. Formy glacialne są znacznie wyższe a serie osadowe zdecydowanie bardziej miąższe. Wysoczyzny morenowe nie posiadają podobnej rozległości w porównaniu z tymi na południe od pradoliny. Sandry są krótsze i o wyższej granulacji.

Na rycinie 3 usytuowano Pradolinę Noteci-Warty na granicy lobu wypustowego i zasadniczej masy ostatniego lądolodu. Do zobrazowania jej pozycji wykorzystano model miąższości lądolodu skonstruowany na podstawach teoretycznych (Kasprzak 2003). Po wytopieniu się cienkiego lodowca wypustowego Wielkopolski, składającego się z szybkich strumieni lodowych, wody z południa docierały do zasadniczej masy lądolodu, którego czoło mogły być przez dłuższy czas stabilne. Wody roztopowe lądolodu i wody z południa przez ten okres mogły płynąć równoleżnikowo w kierunku zachodnim i wyerodować dolinę marginalną. Zanikanie zasadniczej masy lądolodu było najprawdopodobniej wolniejsze i częstsze były okresy kompresji, co tłumaczy wyższe formy i występowanie glin bazalnych o znacznych miąższościach na północ od Pradoliny Noteci-Warty.

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na dynamikę i czas postoju czoła ostatniego lądolodu na linii Pradoliny Noteci-Warty jako dwa główne czynniki jej lokalizacji. Taką genezę pradoliny wskazywali już Woldstedt (1932), Galon (1961), Kozarski (1962)



Ryc. 3. Rekonstrukcja paleoglacjologiczna miąższości lądolodu wisły w stadium zasięgu maksymalnego (Kasprzak 2003) i położenie Pradoliny Noteci-Warty. Objasnienia w tekście

Fig. 3. Paleoglaciological reconstruction of the thickness of the Vistulian ice sheet at its maximum extent (Kasprzak 2003) and the location of the Noteć-Warta pradolina. Explanations in the text

i inni, jednak autor chciałby wzmocnić wcześniejsze wnioski. Wzdłuż linii Pradoliny Noteci-Warty istniała nie tylko rozległa i dynamiczna strefa marginalna, ale także granica między zanikającym lobem wypustowym a lądolodem macierzystym.

Podziękowanie

Dziękuję recenzentom za wnikliwe uwagi do pierwotnej wersji artykułu.

Literatura

- Assman P., 1913. Aufnahmebericht zu den Bl. Gollantsch un Margonin. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 24.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1962. Ekspertyza palinologiczna organogenicznych próbek z profilów Nakło i Jeziorak. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Cramer R., 1915a. Erläuterungen zur Geologische Karte v. Preussen u. Benachbarten Bundesstaaten, Blatt Zelice. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.
- Cramer R., 1915b. Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen u. Benachbarten Bundesstaaten, Blatt Budsins. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.
- Gadomska S., 1957. Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicach Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. Biuletyn Instytutu Geologicznego 118.

- Galon R., 1934. Dolina dolnej Wisły. Jej kształt i rozwój na tle budowy geologicznej dolnego Powiśla. Badania Fizjograficzne Polski Północno-Zachodniej 12–13.
- Galon R., 1952a. Formy polodowcowe okolic Więcborka. Studia Societatis Scientiarum Torunensis Sec. C, 1(5): 91–115.
- Galon R., 1952b. O fazach postępu lądolodu na obszarze Pomorza. Księga Pamiątkowa Towarzystwa Naukowego w Toruniu.
- Galon R., 1953. Z zagadnień geomorfologii czwartorzędowej Niżu Polskiego. Przegląd Geograficzny 25(2).
- Galon R., 1961. Morphology of the Noteć-Warta ice streamway. Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN 2.
- Jentzsch A., 1896. Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 17.
- Karaszewski W., 1973. Warunki występowania osadów interglacjalnych eemskiego w Nakle. Kwartalnik Geologiczny 17(4): 803–809.
- Kasprzak L., 2003. Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kasprzak L., 2017. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Szamocin (315). Ministerstwo Środowiska. Warszawa.
- Kasprzak L., 1995. Projekt badań geologicznych dla arkusza Szamocin i Wyrzysk Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Poznań.
- Keilhack K., 1907. Ergebnisse von Bohtungen Mitt. Aus dem Bohrerarchiv. D. K. Geol. L.-A. Jahrb. D. K. Geol. L-A v. B-A für 1904. 25, Berlin.
- Keilhack K., 1910. Ergebnisse von Bohtungen Mitt. Aus dem Bohrerarchiv. D. K. Geol. L.-A. Jahrb. D. K. Geol. L-A v. B-A für 1907. 28, Berlin.
- Kondracki J., 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.

- Korn J., 1915a. Erläuterungen zur Geologische Karte v. Preussen u. Benachbarten Bundesstaaten, Blatt Markstadt. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.
- Korn J., 1915b. Erläuterungen zur Geologische Karte v. Preussen u. Benachbarten Bundesstaaten, Blatt Bulowsthal. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.
- Kozarski S. 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN* 2(3): 1–154.
- Kozarski S., 1965. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Wart. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN* 5(1): 1–98.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958. Terasy pradolinne Noteci między Nakłem a Miliczem. *Przegląd Geograficzny*, 30(4).
- Krygowski B., 1953. Materiały Archiwum Wierceń. V, 1, ark Poznań.
- Krygowski B., 1956. O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* III.
- Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I, Geomorfologia. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk*, Poznań.
- Maas G., 1901. Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr*. 21.
- Przybylski T., 1961. Późny glacjał w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 8: 57–90.
- Rühle E., 1954. Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. *Biul. Inst. Geol.*, 60.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143–170.
- Środoń A., 1954. Interglacialny torf ze Śmielina koło Nakła na Pomorzu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 69, Z badań czwartorzędu w Polsce 5: 153–158.
- Srokowski S., 1927. Zdyzlokowane warstwy lodowcowe z okolic Szamocina. *Przegląd Geologiczny*, 7.
- Szupryczyński J., 1957. Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych na arkuszu Wyrzysk mapy 1:25 000. *Dokumentacja Geogr.*, 3.
- Uniejewska M., Włodek M., 1977. Zagadnienie stratygrafii plejstocenu okolic Nakła. *Kwartalnik Geologiczny* 21.
- Włodek M., 1980. Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią. *Przegląd Geologiczny* 8: 453–456.
- Wodziczko A., 1948. Materiały do stratygrafii i analizy pyłkowej osadów w Pradolinie Noteci. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 1: 129–153.
- Woldstedt P., 1932. Über Randlagen der letzten Vereisung In Ostdeutschland und Polen Und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 52.
- Woldstedt P., 1935. Erläuterungen zur geologischen-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes im Masstab 1 : 500 000. *Preuss. Geol. Landesanst.*
- Zwierzycki J., 1949. Geologia złóż węgla brunatnego. *Główny Instytut Paliw Naturalnych*, Katowice.