

Henryk BANASZUK

Politechnika Białostocka

Katedra Ochrony i Kształtowania Środowiska

PROBLEMY MORFOGENEZY GLACJALNEJ NIZINY PÓLNOCPODLASKIEJ

Problems of glacial morphogenesis of North Podlasie Lowlands

Zarys treści: Nizina Północnopodlaska jest położona w strefie staroglacjalnych równin peryglacjalnych. W ostatnim dwudziestoleciu pojawiły się poglądy, że na Nizinę wkroczył lądolód stadiału świecia zlodowacenia wisły. Według autora niniejszego artykułu, lądolód ten zajął całą środkową część Niziny aż do wyżej wznoszących się wysoczyzn w okolicach Milejczyc i Kleszczel. Celem artykułu jest przedstawienie wyników badań geologiczno-geomorfologicznych w powiązaniu z datowaniami osadów polodowcowych metodą TL potwierdzającymi ten pogląd. W dyskusji nawiązano do innych poglądów na wiek i zasięg ostatniego zlodowacenia w tym regionie.

Abstract: The North Podlasie Lowland is located in a zone of periglacial lowlands, traditionally interpreted as old-glacial landscape. However, in recent decades opinions emerged that this area was covered by an ice sheet during Świecie Stadial of the Vistulian glaciation. According to the author of this article, the Vistulian ice sheet covered the whole central part of the Lowland and reached as far south as highlands of Milejczyce and Kleszczele. The aim of the article is to present results of geological and geomorphological research related to the TL dating of glacial sediments supporting this notion. The article includes a discussion with results of other studies on the age and range of the last glaciation in this region.

Słowa kluczowe: Nizina Północnopodlaska, granica zlodowacenia wisły, poglądy, przyczyny niezgodności
Key words: North Podlasie Lowland, limit of the Vistulian glaciation, opinions and causes of disagreement

WPROWADZENIE

W podziale stratygraficznym ostatniego okresu zimnego, nazywanego w Polsce zlodowaczeniem wisły lub vistulianem wyróżnia się obecnie w Polsce pięć głównych jednostek. Są to stadiały: torunia (vistulian 1), świecia (vistulian 2) i główny (vistulian 3), rozdzielone dwoma interstadiałami: gniewu i grudziądza (Lindner, 1992). Podstawę takiemu podziałowi dały wyniki badań w Dolinie Dolnej Wisły (między innymi Makowska 1980, 1992), na obszarze stratotypowym dla ostatniego zlodowacenia. Uważa się przy tym, że w każdym stadiale lodowiec skandynawski transgredował na obszar Polski lecz zasięg jego transgresji był różny. W stadiale Torunia lądolód najstarszy (starovistuliański) nasunął się tylko na najbardziej północną część kraju, a jego osady przykryte są przez osady

Wpłynęło: 12.01.2018

Zaakceptowano: 10.05.2018

Zalecany sposób cytowania/ Cite as::Banaszuk H., 2019, Problemy morfogenezy glacialnej Niziny Północnopodlaskiej, *Prace i Studia Geograficzne*, 64.1, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 89-112.

ładolodów młodszych. Najbardziej rozpowszechnione są osady i formy ładolodu najmłodszego (młodovistuliańskiego), natomiast najwięcej dyskusji i kontrowersji wzbudza zasięg ładolodu w stadiale świcia (środkowovistuliańskiego).

Do niedawna powszechnie przyjmowano, że granicę zlodowacenia wisły w Polsce północno-wschodniej wyznacza maksymalny zasięg ładolodu stadiału głównego. W ostatnim dwudziestolecu pojawiły się głosy, że w Polsce północno – wschodniej, a także w zachodniej Białorusi granicę tę wyznacza maksymalny zasięg ładolodu stadiału świcia. Dotyczy to w szczególności Niziny Północnopodlaskiej i jest najpoważniejszym problemem neoplejstocenu na jej obszarze. Pierwsze publikacje dotyczące obecności ładolodu stadiału świcia na Nizinie Północnopodlaskiej pojawiły się w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia (Banaszuk 1996, 1998). Później opowiedzieli się za tym Ber (2000), Krzywicki (2002), Lisicki (2003), Micun (2006) i po raz kolejny Banaszuk (2001, 2010) oraz autorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkuszy Stawiski (Kozłowski, 2003), Grajewo (Kozłowski, 2000), Suchowola (Kozłowski 2005), Sztabin (Kacprzak i Lisicki, 2000), Lipsk (Krzywicki 2005), Rygałówka i Nowy Dwór (Majewska, 2008a, b). Wszyscy wymienieni autorzy byli zgodni co do tego, że na Nizinę wkroczył ładolód środkowovistuliański, lecz jego zasięg na Nizinie przedstawiali bardzo różnie. Było to następstwem różnej szczegółowości badań i przyjmowanych kryteriów wyznaczania maksymalnego zasięgu ładolodu.

Poglądy głoszące o nasunięciu się ładolodu stadiału świcia na Nizinę Północnopodlaską nie doczekały się powszechnej akceptacji, a niektóre z nich zostały podważone. Sugeruje to, że istnieją przyczyny hamujące postęp badań nad morfogenezą Niziny. Celem autora artykułu jest przedstawienie i ustosunkowanie się do poglądów i wyników badań dotyczących przebiegu granicy zlodowacenia wisły na obszarze Niziny Północnopodlaskiej, zwłaszcza badań przeprowadzonych w ostatnich latach na terenach przygranicznych Polski i Białorusi oraz ukazanie przyczyn niesprzyjających postępowi badań nad morfogenezą Niziny. Prace geologiczno-geomorfologiczne i gleboznawcze autor artykułu prowadził na obszarze Niziny od wielu lat. W pracach tych wykorzystywał datowania osadów mineralnych metodą TL, co w rezultacie umożliwiło przedstawienie oryginalnej koncepcji morfogenezy glacialnej Niziny. Koncepcję tę wraz z wyczerpującym opisem metody badawczej zawarł w publikacji H. Banaszuk i P. Banaszuk (2010) „Zagadnienia morfogenezy Niziny Północnopodlaskiej”, w której zamieścił również dane o wszystkich stanowiskach poboru próbek do analiz TL (miejsce, forma terenu, głębokość pobrania próbki, rodzaj utworu, wiek TL i nr laboratoryjny próbki) i inne dane dokumentacyjne. W niniejszym artykule przedstawiono tylko skrótowo zastosowane metody badawcze i uzyskane wyniki jako glos w dyskusji nad granicą zlodowacenia wisły na obszarze Niziny. Z wyżej wymienionych publikacji pochodzą zamieszczone w artykule rysunki.

OBSZAR BADAŃ

Nizina Północnopolska jest makroregionem w podziale fizycznogeograficznym kraju J. Kondrackiego (1972). W układzie południkowym rozciąga się ona od Pojezierzy do doliny Bugu okolic Mielnika, a w układzie równoleżnikowym od doliny Pisy i Czerwonego Boru na zachodzie do granicy z Białorusią. Jej powierzchnia wynosi ok 15 tys. km². W tak przyjętych granicach Niziny J. Kondracki wyróżnił 7 mezoregionów. Są to: Wysoczyzna Kolneńska, Kotlina Biebrzańska, Wysoczyzna Białostocka, Wzgórza Sokólskie, Wysoczyzna Wysokomazowiecka, Równina Bielska i Wysoczyzna Drohicka (ryc. 1). Powierzchnia Niziny jest charakterystycznie ukształtowana. Najwyżej wznoszą się tereny w zachodniej (centralna część Wysoczyzny Kolneńskiej i Czerwony Bór),



Ryc. 1. Nizina Północnopodlaska: 1 – granica Państwa, 2 – granica pojezierzy, 3 – zasięg lądolodu stadiału Świecia wg. autorów map geologicznych 1:50 000, 4 – zasięg lądolodu stadiału Świecia wg. T. Krzywickiego (2002), 5 – obszary genetycznie związane ze zlodowaceniem Warty wg. H. Banaszuka, 6 – obszary o rzeźbie związanej ze zlodowaceniem Wisły wg. H. Banaszuka, 7 – ciąg form marginalnych Rutki-Doktorce, 8 – przekrój geologiczny, 9 – numer rysunku w tekście; WL Wyspa Lipska

Fig. 1. North Podlasie Lowland: 1 – state border, 2 – limit of lake district, 3 – limit of the Świecie Stadial acc. authors of geological maps 1:50 000, 4 – limit of the Świecie Stadial acc. T. Krzywicki (2002), 5 – area related to Wartanian glaciation acc. H. Banaszuk, 6 – area with a relief related to Vistulian glaciation acc. H. Banaszuk, 7 – marginal landforms of Rutki-Doktorce chain, 8 – geologic cross section, 9 – number of figure in text; WL Lipsk „Island”

Źródło: opracowanie własne./ Source: author’s own elaboration.

wschodniej (Wzgórza Sokólskie) i południowej (Wysoczyzna Drohicka) części Niziny, gdzie najbardziej okazałe wzniesienia sięgają ponad 200 m n.p.m., a najbardziej obniżona jest część środkowa. Teren wznosi się przeważnie do 140 m n.p.m., lecz nie jest to równina płaska. Występują tu duże obniżenia terenowe (największym jest Kotlina Biebrzańska o powierzchni ok 2,5 tys. km²) i rozległe garby morenowe (Moniek, Tykocina, Hodyszewa) wznoszące się do 165 – 170 m n.p.m. Najbardziej żywą rzeźbą, wzniesioną i pagórkowatą, odznaczają się Wzgórza Sokólskie. Generalnie rzeźba Niziny uważana jest za „staroglacjalną”.

METODY WYZNACZANIA MAKSYMALNEGO ZASIEGU ŁĄDOŁODU STADIAŁU ŚWIECIA

Autorzy, którzy uznali, że granicę zlodowacenia wisły wyznacza w Polsce północno – wschodniej maksymalny zasięg łądolodu stadiału świecia za podstawowe kryteria wyznaczania maksymalnego zasięgu łądolodu przyjmowali kryteria geologiczne i geomorfologiczne. Przede wszystkim analizę budowy terenu na przekrojach geologicznych i występowanie stref marginalnych oraz charakterystyki petrograficzne glin zwałowych występujących w otworach kartograficznych. Najszerzej zastosował w swojej pracy takie charakterystyki S. Lisicki (2003), który w gruncie rzeczy wyznaczył zasięgi różnych łądolodów, w tym i stadiału świecia, tylko na podstawie różnic petrograficznych glin pozostawionych przez poszczególne łądolody. Autorzy map geologicznych i T. Krzywicki (2002) uzależniali również zasięg łądolodu stadiału świecia od rozmieszczenia stanowisk osadów uznawanych za eemskie, wychodząc z założenia, że brak przykrycia takich osadów typową gliną morenową przeczy obecności na danym terenie młodszego łądolodu. W małym stopniu korzystano z datowań osadów metodą termoluminescencji. K. Micun (2006) przytacza daty osadów występujących w Kotlinie Biebrzy Górnej, a T. Krzywicki (2002) tylko w południowej części sandru augustowskiego. Najściślej połączył kryteria geologiczne i geomorfologiczne z datowaniami osadów metodą TL w badaniach nad morfogenezą Niziny Północnopodlaskiej H. Banaszuk (2010). Takie badania po raz pierwszy wykonano w skali całego makroregionu.

H. Banaszuk w badaniach nad morfogenezą Niziny Północnopodlaskiej wykorzystał 171 dat TL osadów z 165 stanowisk (na 6 stanowiskach opracowano więcej niż 1 datę), rozmieszczonych sukcesywnie na obszarze całej Niziny. Zdaniem autora 96 dat wskazuje na środkowovistuliański i 5 na młodovistuliański wiek osadów, a 70 dat na wiek warciański. Daty TL opracowano w laboratorium warszawskim prof. M. Prószyńskiego i W. Stańskiej-Prószyńskiej oraz w laboratoriach Uniwersytetu Gdańskiego i Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach. Próbkę gruntu do datowania TL pobierano z osadów polodowcowych. Były to piaski, pyły i ropy z kemów, moren, sandrów i równin zastoiskowych zalegające poniżej strefy zaburzeń peryglacjalnych, warstwowane. Rozmieszczenie stanowisk badawczych pokazano na rycinie 2, a pełny wykaz dat TL zamieszczono w załączniku 1. Bliższą charakterystykę stanowisk podano w pracy H. Banaszuka (2010). Uwzględniono również datowania TL opublikowane w pracach S. Fedorowicza i in. (1995) i H. Maruszczaka (1993). Autor stosuje datowania TL w badaniach rzeźby Niziny od ponad 30 lat. Początkowo w Kotlinie Biebrzy, na obszarze Puszczy Knyszyńskiej i w Dolinie Górnej Narwi (Banaszuk 1980, 1995, 1996). W miarę przybywania dat TL także i w innych częściach Niziny pojawiły się sugestie, że rzeźbę glacialną makroregionu kształtowały łądolody dwóch zlodowaceń warty i wisły. Starsza jest rzeźba na obszarach generalnie wyżej wyniesionych, młodsza na obszarach obniżonych, a więc w całej środkowej części Niziny. Zainspirowało to dalsze badania zmierzające do określenia zasięgu łądolodu zlodowacenia

wisły (środkowovistuliańskiego) poprzez odnajdowanie jego stref marginalnych w różnych częściach Niziny i datowanie osadów występujących w obrębie stref, na ich przedpolach i zapleczach. Równocześnie analizował autor różnice w budowie geologicznej i morfologii terenów różnego wieku.

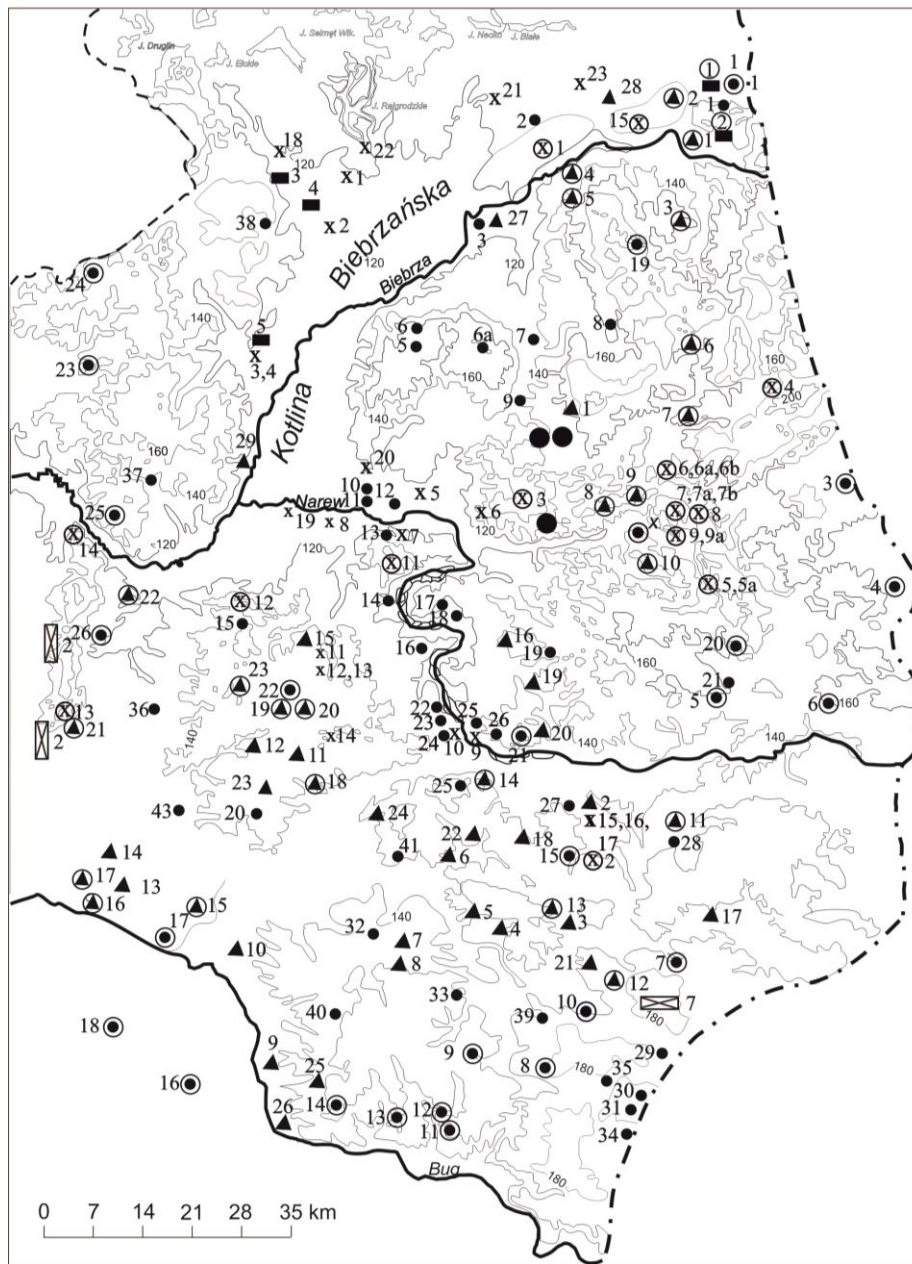
USTALENIA DOTYCZĄCE ZASIĘGU ŁĄDOŁODU STADIAŁU ŚWIECIA NA NIZINIE PÓLNOCPODLASKIEJ

Autorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, pokazali na wymienionych w wprowadzeniu arkuszach mapy osady związane z łądołodem stadiału świecia ok. 4 – 6 km dalej na południe od osadów stadiału głównego, najdalej w Kotlinie Biebrzy Środkowej i na Wzgórzach Sokólskich, bo na odległość około 30 kilometrów na południe od Pojezierzy. Według T. Krzywickiego (2002) w Polsce linia tego zasięgu przebiega podobnie jak u autorów map geologicznych, a na Białorusi łądołód stadiału świecia wkroczył lobem w obniżenie dolinne Niemna. Również według A. Bera (2000) łądołód stadiału świecia dotarł do doliny górnej Biebrzy. Z kolei według K. Micuna (2006) łądołód ten pozostawił osady i formy terenu tylko w najbardziej północnej części „wyspy” Lipska, a dalej na zachodzie jego zasięg pokrywa się z zasięgiem łądołodu stadiału głównego. Znacznie dalej na południe wyznaczył zasięg łądołodu stadiału świecia w Polsce północno-wschodniej S. Lisicki (2003). Według niego łądołód ten dotarł do równoleżnikowej doliny Narwi i do okolic Mławy i Torunia.

Najdalej na południe dotarł łądołód stadiału świecia według H. Banaszuka (2010), bo aż do wysoko wznoszących się wysoczyzn morenowych w południowej części Niziny Północnopodlaskiej. Na zachodzie jego zasięg wyznaczają wyniesienia morenowe w centralnej części Wysoczyzny Kolneńskiej i wzniesienia Czerwonego Boru, a na wschodzie wzniesienia Wzgórz Sokólskich (ryc. 1). łądołód ten zajął więc na Nizinie obniżoną część terenu.

W południowej części Niziny łądołód przemieszczał się po terenie o wysokości 150 – 160 m n.p.m. i dotarł do wyższego poziomu (175 – 190 m n.p.m.) wysoczyznowego okolic Kleszczel i Dołubowa. W końcowej fazie ruchu napotkał duże obniżenie dolinne Nurca i poprzecznie zorientowaną do swego ruchu krawędź (15 – 20 m) wyższego poziomu wysoczyznowego (ryc. 3). Stąd też formy marginalne występują na krawędzi i pomiędzy krawędzią a obniżeniem. Są to kemy, moreny czołowe spiętrzone i akumulacyjne oraz moreny martwego lodu. Za środkowovistuliańskim wiekiem form strefy marginalnej przemawiają następujące dane:

- wyższy poziom wysoczyznowy budują głównie piaski ablacyjne i sandrowe, jego powierzchnia jest falista i pagórkowata; poziom niższy budują głównie gliny zwałowe, jest on przeważnie płaski,
- glina tworząca na poziomie wyższym tylko jeden pokład morenowy, na niższym jest przykryta przez glinę młodszą i utwory międzymorenowe,
- na poziomie wyższym 19 dat TL z 19 stanowisk określa wiek osadów na ponad 130 ka BP, na poziomie niższym (w bliskim sąsiedztwie poziomu wyższego) 18 dat na 18 stanowiskach zawiera się w przedziale $45 \pm 7 - 60 \pm 9$ ka,
- sandr występujący na pograniczu Polski i Białorusi ma dwa poziomy: wyższy (170 – 180 m n.p.m.) jest sandrem wysoczyznowym i jego wiek określają daty TL osadów na wyższym poziomie wysoczyznowym, niższy (152 – 160 m) natomiast bierze początek w obniżeniu dolinnym Nurca, a 4 daty TL piasków z tego poziomu mieszczą się w przedziale $57 \pm 9 - 85 \pm 13$ ka BP; utworzyły go więc wody roztopowe lodowca stadiału świecia wypełniającego obniżenie.

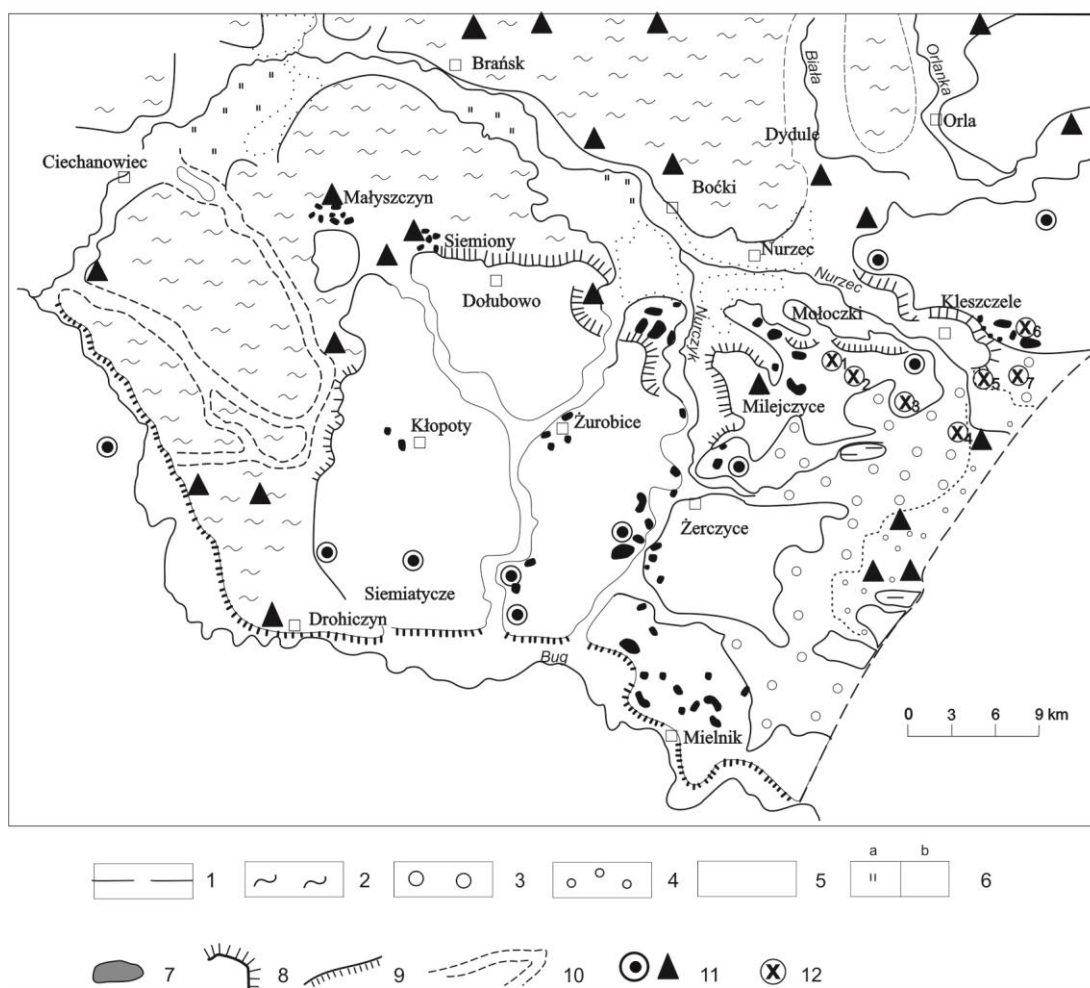


x ⊗ 1 ● ⊙ 2 ▲ ⊕ 3 ■ ⊖ 4 ● 5 ⊞ 7 6

Ryc. 2. Stanowiska osadów datowanych metodą TL: 1 – daty opracowane w laboratorium warszawskim, x – wskazujące na vistuliański wiek osadów, ⊗ – wskazujące na wiek warciański, 2 – opracowane w laboratorium w Gdańsku, 3 – opracowane w laboratorium w Kielcach, 4 – opracowane w laboratorium w Gliwicach, 5 – daty TL zawarte w pracy Fedorowicza i in. (1995), 6 – daty TL zawarte w pracy Maruszczaka (1993) i (np. 7) liczba dat

Fig. 2. Sites with TL dating of sediments: 1 – dating performed in the laboratory in Warsaw, x – results showing the Visulian age of sediments, ⊗ – Wartanian age of sediments, 2 – dating performed in the laboratory in Gdańsk, 3 – dating performed in the laboratory in Kielce, 4 – dating performed in the laboratory in Gliwice, 5 – dating published by Fedorowicz et al. (1995), 6 – dating published by Maruszczak (1993) and (e.g. 7) number of datings

Źródło: opracowanie własne./ Source: author's own elaboration.



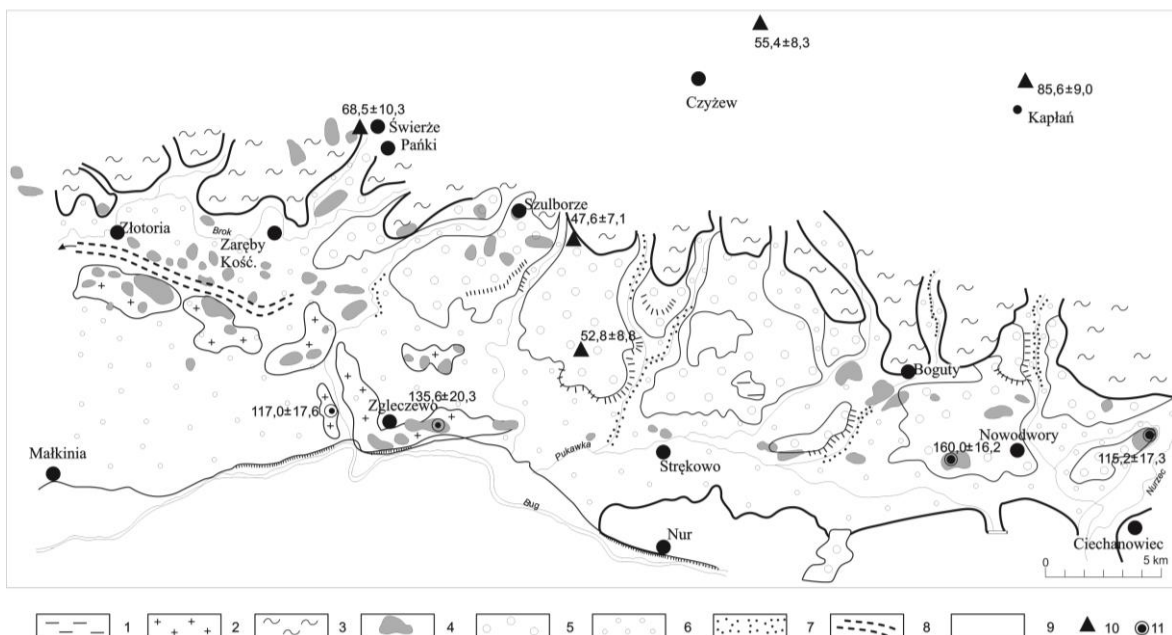
Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny południowej części Niziny Północnopodlaskiej: 1 – wyższy poziom morenowy, 2 – niższy poziom morenowy, 3 – sandr warciański, 4 – sandr młodszy, 5 – równiny wodnolodowcowe w dnach obniżen wytopiskowych, 6 – dna dolin rzecznych: a. z torfami, b. bez torf, 7 – moreny czołowe, moreny martwego lodu, kemy, 8 – krawędź morfologiczna, 9 – skarpa nadbużańska, 10 – ślady rynien podlodowcowych, 11 – datowania TL wskazujące na warciański i środkowovistuliański wiek osadów, 12 – datowania TL zawarte w pracy H. Maruszczaka (1993)

Fig. 3. Geomorphological sketch map of southern North Podlasie Lowland: 1 – higher moraine level, 2 – lower moraine level, 3 – outwash plain of Wartanian age, 4 – outwash plain of younger age, 5 – fluvio-glacial plains within melt-out depressions, 6 – river valleys: a. filled with peat, b. without peat, 7 – terminal moraines, dead-ice moraines, kames, 8 – morphological edge, 9 – Bug River escarpment, 10 – remnants of sub-glacial channels, 11 – TL datings showing Wartanian and Middle Vistulian age of sediments, 12 – TL datings published by H. Maruszczak (1993)

Źródło: opracowanie własne./ Source: author's own elaboration.

W południowo-zachodniej części Niziny teren jest płaski. Łądolód środkowovistuliański dotarł do rejonu doliny Bugu, a jego wody roztopowe utworzyły rozległy sandr nadbużański. Dowodzi tego obecność dwóch krótkich, wyraźnie różnego wieku, ciągów moren czołowych i morfologia sandru oraz daty TL. Jeden ciąg przebiega z NW na SE przez sandr od wzgórz Czerwonego Boru do Zgleczewa, a drugi na pograniczu sandru i Wysoczyzny Wysokomazowieckiej (ryc. 4). Moreny ciągu

Zgłeczewa są starsze. Posadowione są na płatach zniszczonej przez wody roztopowe moreny dennej i są częściowo rozmyte. Cztery daty TL piasków pobranych z tych moren wykazują wiek od 115 ± 17 do 160 ± 16 ka BP. Moreny usytuowane na pograniczu sandru nie są zniszczone, a 3 daty TL piasków z tych moren i z sandru wynoszą od 47 ± 7 do 68 ± 10 ka BP. Sandr ma trzy poziomy. Poziom najwyższy występuje w postaci odosobnionych płątów przylegających do wysoczyzny i obniżających się ku południowi. Poziom niższy zachowuje ciągłość i jest najbardziej rozprzestrzeniony, a najniższy tworzy tylko wąskie listwy w obrębie poziomu niższego. Wody formujące poziomy płynęły z północy, z Wysoczyzny Wysokomazowieckiej. Poziom najwyższy rozpoczyna się u wylotu dolin ciągnących się z wysoczyzny. Poziom niższy formowały wody roztopowe płynące tymi samymi dolinami, ale już z dalszej odległości. Ich dna wysłane są bowiem piaskami wodnolodowcowymi. Poziom najniższy utworzyły wody pochodzące z zanikających na wysoczyźnie brył martwego lodu. Łądolód musiał więc zatrzymać się na pograniczu Wysoczyzny Wysokomazowieckiej i dzisiejszego sandru, a w miejscach wylotów dzisiejszych dolin musiały funkcjonować bramy lodowcowe, z których wypływały wody roztopowe tworzące wyższe poziomy sandrowe. Środkowovistuliański wiek łądolodu poświadczają także daty TL osadów polodowcowych z Wysoczyzny.



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny południowo-zachodniej części Niziny Północnopodlaskiej: 1 – wysoczyzny warciańskie, 2 – rezydua glin warciańskich, 3 – wysoczyzny vistuliańskie, 4 – moreny czołowe, 5 – najwyższy poziom sandrowy, 6 – niższy poziom sandrowy, 7 – najniższy poziom sandrowy, 8 – obniżenie - ślad odwodnienia strefy brzeżnej ostatniego łądolodu, 9 – dolina Bugu

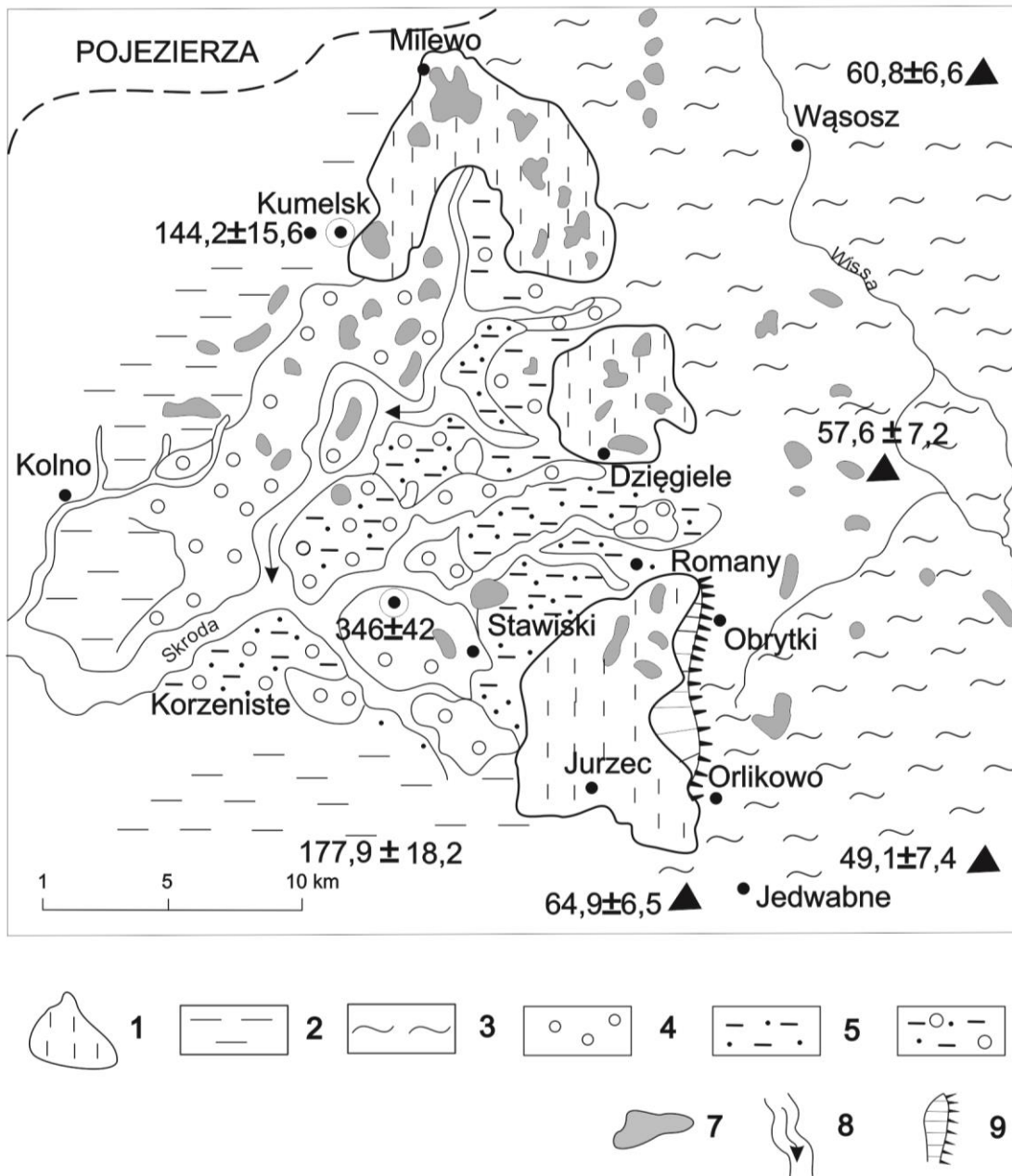
Fig. 4. Geomorphological sketch map of southwestern North Podlasie Lowland: 1 – uplands of Wartanian age, 2 – residues of Wartanian till, 3 – uplands of Vistulian age, 4 – terminal moraines, 5 – highest outwash plain level, 6 – lower outwash plain level, 7 – lowest outwash plain level, 8 – lowering - a remnant of melt water outflow from marginal zone of last glacier, 9 – Bug River valley

Źródło: opracowanie własne. / Source: author's own elaboration.

W zachodniej części Niziny zasięg lądolodu stadiału świecica wyznaczają garby morenowe w centralnej części Wysoczyzny Kolneńskiej i masyw Czerwonego Boru. Przebiegają one południkowo i wznoszą się ponad 200 m n.p.m., podczas gdy tereny przyległe, zarówno po wschodniej jak i zachodniej ich stronie, od 120 do 150m. Ograniczały więc one możliwość (bocznego) przemieszczania się lodowca ku zachodowi. Najwięcej dowodów geologiczno-geomorfologicznych na to dostarcza analiza rzeźby centralnej części Wysoczyzny Kolneńskiej (ryc. 5). Na garbie Jedwabne – Stawiski występuje stok kontaktu lodowego. Stok ma ekspozycję wschodnią, a tuż powyżej niego na garbie występują stożki ablacyjne usypywane także od wschodu. Geneza tych form wiąże się więc z lodowcem, który dotarł do garbu od wschodu. Największa rola morfogenetyczna przypadła wodom roztopowym tego lądolodu. Spływały one obniżeniami pomiędzy garbami na zachód do rozległego obniżenia Skrody, pozostawiając pokrywy sandrowe i równiny erozyjne pomiędzy garbami, na zachodnich zboczach garbów i w obniżeniu Skrody (ryc. 5). Musiały więc płynąć ze wschodu.

Za warciańskim wiekiem utworów polodowcowych w centralnej (garby) i zachodniej części Wysoczyzny Kolneńskiej i na wzniesieniach Czerwonego Boru świadczy 12 dat TL mieszczących się przeważnie w przedziale 150 – 180 ka BP, a za środkowovistuliańskim blisko na wschód od garbów Wysoczyzny i Czerwonego Boru 7 dat o rozpiętości wskaźników wieku od 49 ± 7 do 86 ± 9 ka BP, przeważnie 49-60 ka.

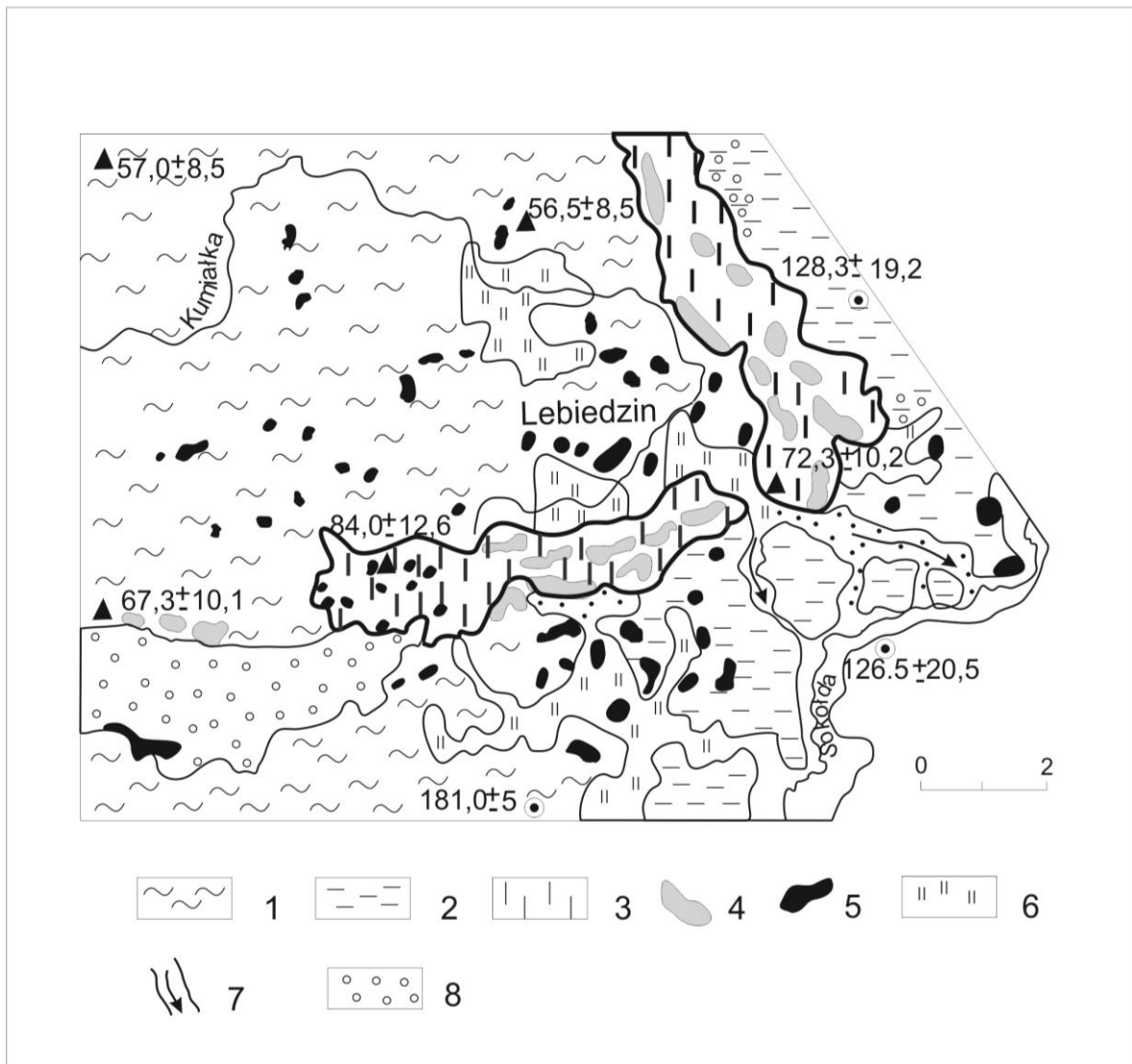
We wschodniej części Niziny najlepiej wykształciła się strefa marginalna lądolodu stadiału świecica na pograniczu Wysoczyzny Białostockiej i Wzgórz Sokólskich na wschód od Sokółki (ryc. 6). Formy rzeźby są tu wyjątkowo wyraziste i bogate i zarysowują łuk otwarty ku NW, ku Pojezierzom (Banaszuk H., Micun K., 2014). Jest to następstwem obecności w podłożu lodowca dwóch półkolistych ułożonych garbów morenowych, z których jeden o kierunku równoleżnikowym wznosi się ok. 60 m nad otoczenie, a drugi o kierunku południkowym do 40 m. Obydwa garby obniżają się w Lebedzinie. Garby stanowiły przeszkodę w ruchu lądolodu. Lodowiec nasuwając się z NW nieznacznie przekroczył garb równoleżnikowy, ustawiony prostopadle do kierunku naporu lodu, a zatrzymał się na powierzchni garbu południkowego ustawionego bocznie. Zaważyło to o przebiegu deglacjacji. Na najwyższej (zachodniej) części garbu równoleżnikowego powstała przetaina, a w jego osiowej części rozwinęły się długie szczeliny, w których powstały marginalne formy wałowe zbudowane z fluwioglacjału, natomiast na garbie południkowym tworzyły się moreny czołowe. Później na południowym zboczu garbu równoleżnikowego powstały liczne moreny martwego lodu, a w obniżeniu Lebedzina długie doliny wód roztopowych odprowadzające te wody na wschód do doliny Sokółdy. Najpóźniej utworzyły się moreny martwego lodu i obniżenia wytopiskowe po wewnętrznej stronie garbów morenowych na Wysoczyźnie Białostockiej.



Ryc. 5. Szkic geomorfologiczny centralnej części Niziny Północnopodlaskiej: 1 – wyniesienia centralne, 2 – wysoczyzny warciańskie, 3 – wysoczyzny młodsze, 4 – sandry, 5 – równiny erozyjne wód roztopowych, 6 – sandry z płatami równin erozyjnych, 7 – kemy, moreny czołowe, moreny martwego lodu, 8 – doliny wód roztopowych, 9 – stoki podparcia lodowego i stożki glacyfluwialne

Fig. 5. Geomorphological sketch map of central North Podlasie Lowland: 1 – central heights, 2 – uplands of Wartanian age, 3 – uplands of younger age, 4 – outwash plains, 5 – melt-water erosional surfaces, 6 – outwash plains with patches of erosional surfaces, 7 – kames, terminal moraines, dead-ice moraines, 8 – glacial melt water valleys, 9 – ice-contact slopes and fluvio-glacial cones

Źródło: opracowanie własne. / Source: author's own elaboration.



Ryc. 6. Szkic geomorfologiczny północno-wschodniej części Niziny Północnopodlaskiej: 1 – wysoczyzny vistuliańskie, 2 – wysoczyzny warciańskie, 3 – garby morenowe, 4 – wały morenowe, 5 – kemy i moreny martwego lodu, 6 – obniżenia wytopiskowe z torfami, 7 – doliny wód roztopowych, 8 – sandry

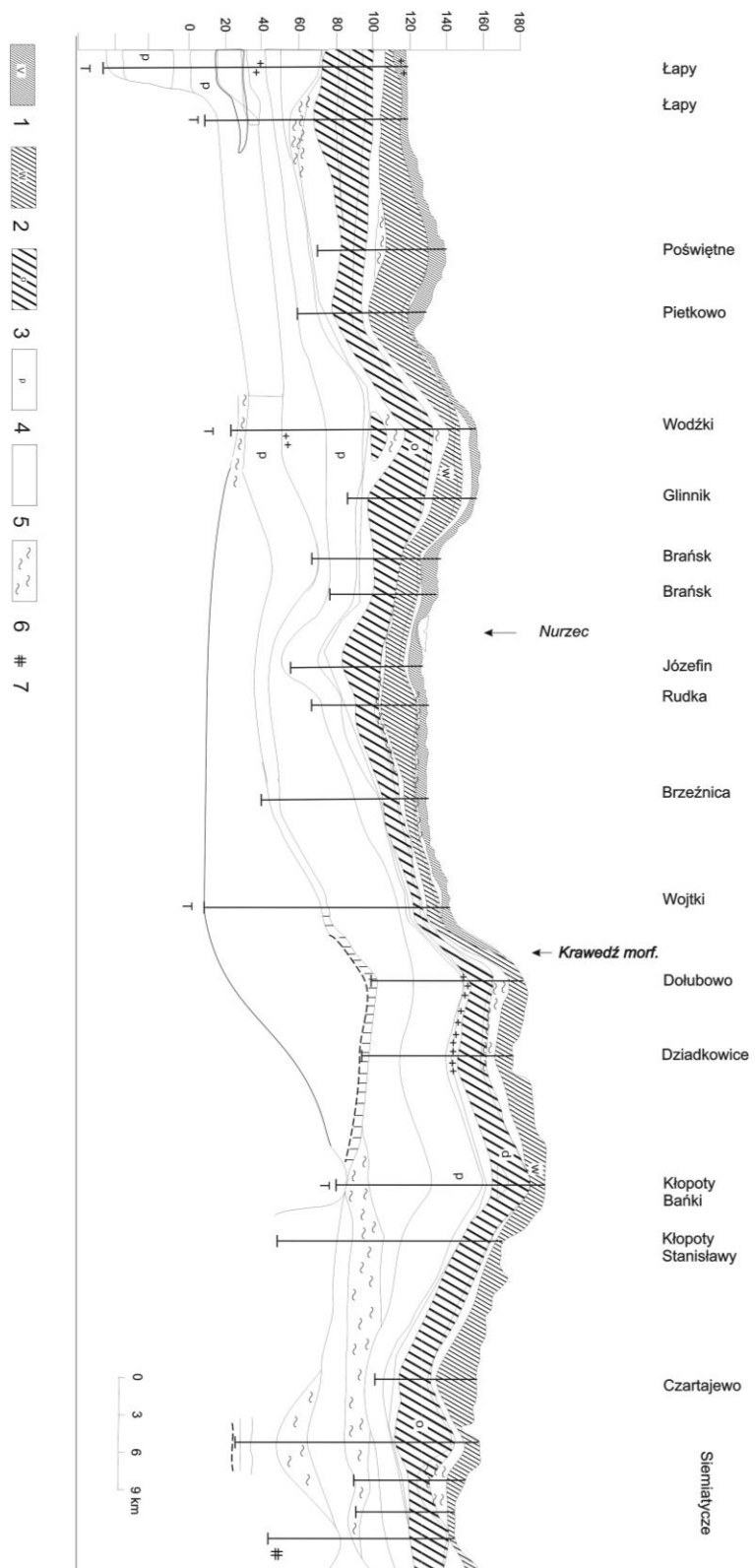
Fig. 6. Geomorphological sketch map of northeastern North Podlasie Lowland: 1 – uplands of Vistulian age, 2 – uplands of Wartanian age, 3 – morainic heights, 4 – morainic walls, 5 – kames and dead-ice moraines, 6 – melt-out depressions with peat, 7 – glacial melt water valleys, 8 – outwash plains

Źródło: opracowanie własne./ Source: author's own elaboration.

Pięć dat TL osadów z 5 stanowisk z sąsiedztwa strefy marginalnej na Wysoczyźnie Białostockiej i z samej strefy zawiera się w przedziale 56 ± 8 - 84 ± 13 ka BP, a 4 daty z 4 stanowisk na Wzgórzach Sokólskich wynoszą ponad 127 ± 20 ka. Wyraźnie różna jest również rzeźba obydwu mezoregionów. Na Wysoczyźnie przeważają kemy, jej rzeźba jest niskopagórkowata, na Wzgórzach dominują moreny czołowe i moreny martwego lodu, rzeźba jest na dużych obszarach wzgórzowa.

Obok wyników badań w strefach marginalnych za obecnością lądolodu środkowovistuliańskiego w centralnej części Niziny przemawiają daty TL z ponad stu dalszych stanowisk i analiza budowy terenu na przekrojach geologicznych. Dla ilustracji zagadnienia przedstawiono przekrój (ryc. 7) przechodzący południkowo przez południową i środkową część Niziny oraz wyższy i niższy poziom wysoczyznowy (ryc. 2). Na przekroju wyodrębniono utwory zlodowacenia wisły, warty i odry, jako najistotniejsze dla rozpatrywanych zagadnień, generalizując utwory zlodowaceń starszych. Na przekroju widać wyraźnie, że gliny wierzchnie na obszarach, które kształtował lądolód warciański, są też na obszarach, na które nasunął się lądolód środkowovistuliański przykryte przez gliny młodsze i utwory międzymorenowe. Gliny warciańskie w południowej części Niziny tworzą tylko jeden pokład i są silnie zwietrzałe. Gliny młodsze są cienkie (2-4 m), przeważnie piaszczyste. Utwory międzymorenowe, to piaski, czasem pyły i ropy. Miejscami gliny środkowovistuliańskie oddziela od glin warciańskich tylko bruk morenowy.

Na Nizinie Północnopodlaskiej od dawna prowadzono liczne ciągi czołowomorenowe, które wiązano z lądolodem zlodowacenia warty. Obecnie za najważniejsze uważa się dwa ciągi. Jeden przebiegający w południowej części Niziny, od Czerwonego Boru do okolic Bielska Podlaskiego, ma wyznaczać zasięg stadiału wkry zlodowacenia warty, lecz nie ma on odpowiednika na Białorusi (Marks, Pawłowska 2006), drugi biegnie po północnej stronie doliny Supraśli do granicy państwa i jest korelowany ze stadiem Mohylewa. Wyniki badań autora artykułu negują istnienie ww. ciągów. „Ciąg” południowy tworzą głównie kemy i moreny martwego lodu powstałe w przetainach na garbach morenowych. Ich ułożenie w terenie zależy od rozmieszczenia garbów, a nie kontaktu z czołem lądolodu (Banaszuk 2010). Główna składowa „ciągu” północnego, olbrzymi Wał Świętojański jest z kolei ozem (Musiał 1992, Banaszuk 1995). Na obszarze, który wiąże się genetycznie ze zlodowaceniem wisły najlepiej wykształcona strefa marginalna przebiega od Rutek do Suraża i Doktorców (ryc. 1). Stanowi ona granicę krajobrazową. Na południe od niej rozciąga się przeważnie płaska morena denna tylko z jednym większym obniżeniem wytopiskowym Nurca. Lądolód zanikał tu na dużym obszarze prawdopodobnie przez powolną ablację. Na północ od tej strefy występują wielkie obniżenia Kotliny Biebrzańskiej i Jez. Zygmunta Augusta. Lodowiec dzielił się na wielkie bryły lodu, które zanikały w rozległych obniżeniach terenowych pozostałych po zlodowaceniu warty. Omawianej strefie marginalnej trudno przypisać jakąś rangę stratygraficzną. Różnice krajobrazowe są następstwem pewnych odmienności powierzchniowego zaniku lądolodu w zależności od konfiguracji podłoża.



Ryc. 7. Przekrój geologiczny: 1 – gliny zwalowe zlodowacenia Wisły (V), 2 – gliny zlodowacenia Warty (W), 3 – gliny zlodowacenia Odry (O), 4 – gliny zlodowaceń południowopolskich (P), 5 – piaski, 6 – pyły i ropy warwowe, 7 – szczątki organiczne.

Fig. 7. Geologic cross section: 1 – Vistulian glacial tills (V), 2 – Wartanian glacial tills (W), 3 – Odranian glacial tills (O), 4 – South Polish Glaciations tills (P), 5 – sands, 6 – varved silts and clays, 7 – organic remnants

Źródło: opracowanie własne / Source: author's own elaboration.

ZAGADNIENIA DYSKUSYJNE

Kwestia granicy zlodowacenia wisły

Poglądy mówiące o pobycie lądolodu stadiału świecia na Nizinie Północnopodlaskiej zostały częściowo podważone. Zanegowano głównie ustalenia autorów map geologicznych w skali 1:50 000, arkuszy Suchowola (Kozłowski 2005), Dąbrowa Białostocka (Stoiński, Wieczorek 2012), Lipsk (Krzywicki 2005), Rygałówka i Nowy Dwór (Majewska 2008 a, b) oraz ustalenia T. Krzywickiego (2002) i S. Lisickiego (2003) na Wyspie Lipskiej i Wzgórzach Sokólskich, a także ustalenia autora niniejszego artykułu w północno-wschodniej części Wysoczyzny Białostockiej (Banaszuk 2010). Uczyli to L. Marks i A. Karabanov (2011) z zespołem. Według autorów badań granicę zlodowacenia wisły na tym obszarze wyznacza zasięg lądolodu stadiału głównego, który dotarł tylko do północnych krańców Wyspy Lipska, a na Wyspie Sztabin pozostawił okazałą morenę okolic Kamienia. Pogląd ten ma dokumentować treść mapy geologicznej w skali 1:250 000 będącej pochodną map w skali 1:50 000 oraz szczegółowe badania własne przeprowadzone na 4 stanowiskach „reperowych”, na których opracowano również 10 dat osadów mineralnych metodą OSL. Dużą uwagę zwrócono na obecność stanowisk interglacjału eemskiego.

Wyniki badań nie dokumentują jednak w wystarczającym stopniu poglądu autorów pracy (Banaszuk 2012a i b). Stanowiska reperowe usytuowano tylko na terenach, które w założeniach autorów pracy kształtował lądolód warciański. Trzy na „wyspie” Lipska i jedno w północnej części Wysoczyzny Białostockiej, nie ma ich na terenie postulowanego zasięgu stadiału głównego zlodowacenia wisły. Szczegółowe badania litologiczne są dla rozstrzygnięcia zagadnienia granicy zlodowacenia wisły mało przydatne, a spośród 10 dat OSL tylko jedna (w Kuriance) wiąże datowane osady z lądolodem warciańskim potwierdzając tezę autorów pracy co do „staroglacjalnego” charakteru rzeźby przeważającej części „wyspy” Lipska. Na pozostałych stanowiskach podobnie wydatowane osady zalegają głębiej pod osadami, które wskaźniki wieku OSL wiążą ze stadiem świecia zlodowacenia wisły. Nie jest również należycie udokumentowany eemski wiek osadów organicznych w dwóch stanowiskach (Żabickie i Krasne) mających potwierdzać warciański wiek rzeźby „wyspy” Lipska i Nowego Lipska. Za eemskim wiekiem osadów mają bowiem przemawiać dwie próbki osadów opracowane palinologicznie po jednej z każdego stanowiska (Krzywicki 2005). Również i badania na stanowisku Grymiaczki w północno – wschodniej części Wysoczyzny Białostockiej nie potwierdzają warciańskiego wieku rzeźby Wysoczyzny. Z wyżej zalegającej warstwy piasku otrzymano datę OSL $61,5 \pm 3,4$ ka.

Wiele zastrzeżeń wzbudzają wyniki badań geomorfologicznych. Dotyczy to między innymi genezy doliny Niedźwiedzicy i poziomów piaszczystych (tarasów kemowych lub sandrów) w tej dolinie oraz genezy doliny Biebrzy. Wręcz bulwersuje „konstrukcja” i układ stref marginalnych lądolodu (Marks, Karabanow 2010) warciańskiego, w południowej części rozpatrywanego terenu, w okolicach Sokółki. Otóż strefy te „ułożono” równoleżnikowo niezgodnie z głoszoną przez autorów tezą o nacisku lądolodu na południową część Wzgórz Sokólskich od wschodu. Najważniejsza strefa marginalna ma przebiegać przez Wysoczyznę Białostocką, Wzgórz Sokólskie okolic Sokółki i Wysoczyznę Grodzieńską, a tworzą ją wały moren czołowych i stożki sandrowe. Na pagórkowatej Wysoczyźnie Białostockiej „skonstruowano” długi wał morenowy z ponad 20 niewielkich form wypukłych, luźno rozmieszczonych w terenie pomiędzy Krukowszczyzną i Sitkowem, a inny wał o długości 14 km pomiędzy Łubianką a Sokółką. W skład tego wału wchodziły formy znajdujące się na równoleżnikowym garbie morenowym okolic Lebieżina i około 20 moren martwego lodu i kemów na naj-

wyższej, zachodniej części garbu (na przetainie). Pozostałą część garbu (przetainy) z drobnymi morenami i kemami określono jako stożek sandrowy. I gdyby nawet nie zgadzać się z tezą autora niniejszego artykułu o środkowovistuliańskim wieku form na garbie morenowym Lebedzina, to trudno powiązać wydzielenia te na Mapie 1:250 000 (Marks, Karabanow 2010) z rzeczywistością terenową. W dużej mierze zawiniła zła generalizacja treści map w skali 1:50 000; na co autor zwracał już uwagę.

W latach 2012 – 2017 podejmowano dalsze badania geologiczne na obszarze Wzgórz Sokólskich, „ wyspy” Lipska i Równiny Augustowskiej. Najważniejsze dla paleogeografii tego obszaru są wyniki badań na stanowisku Jałówka usytuowanym w północno-zachodniej części Wzgórz Sokólskich (Woronko i in. 2013, Rychel i in. 2014a, b) bowiem w osadach na stanowisku zapisane są zdaniem autorów badań zmiany klimatu od schyłku zlodowacenia warty do późnego vistulianu, co pozwala rekonstruować zdarzenia geologiczne w tym czasie.

Badane osady na stanowisku Jałówka zalegają w dnie suchej doliny, która zdaniem autorów badań funkcjonowała już przed interglacjalem eemskim. Najstarsze są gytie i torfy o łącznej miąższości 0,37 m. Wyżej zalegają piaski (0,23 m) osadzone przez wody o niewielkiej energii przepływu, a na nich piaski drobnoziarniste pylaste (1,9 m) prawdopodobnie eoliczne. Osady te przykryte są przez gliny (1,3 m) deluwialne (soliflukcyjne) z klinami mrozowymi wypełnionymi piaskami, a osadem najmłodszym są piaski eoliczne.

Ustalenia dotyczące genezy i wieku osadów wzbudzają pewne wątpliwości. Osady biogeniczne tworzyły się według analizy pyłkowej do optimum klimatycznego interglacjału eemskiego, ale wychodząc zapewne z założenia o nieomyślności badań palinologicznych, nie wykonano datowań metodą ^{14}C . Przerwanie akumulacji torfów było według autorów badań niewątpliwie efektem erozji wodnej. Tylko jakie miałyby to być wody płynące w dnie suchej doliny o tak dużej energii przepływu, aby mogły zedrzeć górne warstwy torfu. Przecież nie mogły to być wody, które osadziły zalegające na torfach piaski o strukturze riplemarków wstępujących. Torfy są bardzo odporne na erozję. Mogłaby je niszczyć erozja liniowa, ale musiałyby to być wartkie potoki wodne, a wierzchnie warstwy torfu byłyby wtedy mocno porozrywane, poszarpane. Nie widać tego na rysunkach przedstawiających profil osadów na stanowisku. Musiała więc być inna przyczyna przerwania narastania torfów, a może tego narastania w ogóle nie było? Wiek osadów mineralnych określają tylko dwie daty OSL piasków spod gliny i piasków z nad gliny. Nie wydatowano osadów spod torfów i nad torfów i nie datowano gliny, a jej wiek i geneza wzbudzają najwięcej wątpliwości. Ma to być glina deluwialna, przemieszczona soliflukcyjnie z pobliskiej wysoczyzny z klinami mrozowymi z młodszego vistulianu. Taka interpretacja dobrze pasuje do poglądu głoszącego, że osady eemskie na Nizinie Podlaskiej nie mają przykrycia morenowego co świadczy, że rzeźbę glacialną Niziny kształtował lądolód warciański, ale czy glina ma bezdyskusyjnie genezę deluwialną? Gliny nie datowano i nie porównywano z glinami zwałowymi zalegającymi na pobliskiej wysoczyźnie ani też na Pojezierzach, a taka cecha utworu jak odwapnienie nie świadczy o jego genezie. A czy glina na stanowisku jest rzeczywiście odwapniona? Na Pojezierzach występują duże płyty glin zwałowych bezwęglanowych i kwaśnych (Banaszuk 1985). A jeśli jest to rzeczywiście glina deluwialna, to może ona być równie dobrze środkowo— jak i młodo-vistuliańska. Wiek gliny i czas trwania procesów mrozowych mogłyby w jakimś stopniu określać daty OSL piasków wypełniających kliny mrozowe, ale takich dat też nie opracowano.

Wyniki badań na stanowisku w Jałowce przekonują, zakładając, że domniemania autorów badań co do genezy i wieku osadów na stanowisku są słuszne, że lądolodu stadiału świecica w Jałowce nie

było, ale nie mogą być przenoszone na pobliską Wysoczyznę Białostocką. Wnioskowanie o zmianach klimatu jest bardzo ogólne. Należy je z dużą ostrożnością odnosić do rekonstrukcji zdarzeń geologicznych od schyłku zlodowacenia warty do późnego vistilianu w regionie. A już zupełnie nieuzasadnione są sugestie jakoby badania w Jałówce wskazywały na funkcjonowanie pojezierza eemskiego i zmiany poziomów wód w jeziorach eemskich.

Wykonano również nowe badania w południowej części Równiny Augustowskiej (Krzywicki, 2014b), w okolicy wsi Rudawka i Kudrynki, przy granicy państwa. Południowa część Równiny była „terenem reperowym” T. Krzywickiego w badaniach nad zasięgiem lądolodu stadiału świecia (Krzywicki 2002). Występują tam płytko pod piaskami sandrowymi i na powierzchni terenu płyty glin zwałowych, a na nich lub na utworach sandrowych mułki i piaski zastoiskowe, stąd też określenie czasu powstawania tych utworów ma istotne znaczenie stratygraficzne. Dlatego też T. Krzywicki wykonał pod koniec lat dziewięćdziesiątych ub. wieku badania petrograficzne glin w 9 otworach badawczych i uzyskał 4 daty TL mieszczące się w przedziale $53,7 \pm 8,1$ ka BP – $63,0 \pm 9,0$ ka BP. Badania wykazały, że gliny powstały w stadiale świecia, wobec czego osady zastoiskowe musiały się wg. T. Krzywickiego tworzyć w jeziorzysku w okresie interstadiału Grudziądza, chociaż niektóre mogą być młodsze.

W badaniach opublikowanych w 2014 r. T. Krzywicki nie wspomina o datach TL. Wiek gliny określa na podstawie badań petrograficznych 3 czy 4 próbek pobranego osadu. Tym razem współczynniki petrograficzne wskazują na stadiał główny zlodowacenia wisły. Młodsze są też osady zastoiskowe. Daty OSL z 3 stanowisk wynoszą od 17,3 do 14,8 tys. lat. Osady te powstały więc jeszcze w czasie zlodowacenia wisły, ale jak twierdzi T. Krzywicki w zbiorniku wodnym istniejącym na bryłach martwego lodu pozostawionych przez lądolód stadiału głównego. Autor przedstawił więc w południowej części Równiny Augustowskiej dwie wersje zdarzeń geologicznych. Pierwsza wiąże genezę glin i osadów zastoiskowych z lądolodem stadiału świecia i interstadią Grudziądza, druga z lądolodem stadiału głównego. Te odmienne koncepcje zdarzeń geologicznych T. Krzywickiego (2002) i L. Marksa, A. Karabanova (2011) oraz Krzywickiego (2014) wskazują na potrzebę dalszych badań.

Podjęto również próbę rekonstrukcji dynamiki (przebiegu nasunięcia i recesji) ostatniego lądolodu na obszarze Wzgórz Sokólskich i północno-wschodniej części Wysoczyzny Białostockiej. Zastosowano do tego analizę geomorfolineamentów polodowcowych (Rychel, Morawski 2017), wykorzystując jako materiały wyjściowe mapy topograficzne i mapy geologiczne w skali 1:50 000. Uzyskane wyniki potwierdziły lobowy charakter nasunięcia ostatniego lądolodu skandynawskiego na rozpatrywanym obszarze i pozwoliły wyodrębnić lob Biebrzy i lob Niemna. Jednak wiarygodność wyników prac polegających na przetwarzaniu materiałów źródłowych zależy od wiarygodności tych materiałów. Już samo założenie, że zgodnie z koncepcją zespołu L. Marksa i A. Karabanova (2011), ostatnim lądolodem na całym rozpatrywanym obszarze był lądolód warciański wzbudza zastrzeżenia. Północno-wschodnia część Wysoczyzny Białostockiej jest krainą zdecydowanie różną pod względem geomorfologicznym od Wzgórz Sokólskich, o rzeźbie związanej genetycznie przez innych autorów z lądolodem środkowovistuliańskim (Banaszuk 2010, 2014). Mapy geologiczne 1:50 000, obejmujące zwłaszcza północno-wschodnią część Wysoczyzny zawierają wiele błędów, a błędy te mapa 1:250 000 zespołu L. Marksa i A. Karabanova jeszcze powiększa. Kwestia ta była sygnalizowana (Banaszuk 2012a, b). Założenia a priori, bo nieudokumentowane, że cały analizowany obszar wyraźnie zróżnicowany morfologicznie objął jeden lądolód, a był to lądolód warciański, pomijanie innych poglądów na ten temat i oparcie się na niezwyfikowanych materiałach źródłowych pomimo

sygnalizowania potrzeby weryfikacji powoduje, że omawiana praca nie ma znaczenia dla rozstrzygnięcia kwestii przynależności wiekowej rozpatrywanego obszaru.

Przyczyny niezgodności poglądów na przebieg granicy zlodowacenia wisły.

Poglądy na genezę rzeźby glacialnej Polski północno- wschodniej nie są więc zgodne. Pozostają w sferze dyskusji i zapewne długo jeszcze takie pozostaną. Wynika to z:

- silnego przywiązania do poglądów ukształtowanych na podstawie badań do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 z lat sześćdziesiątych ub. wieku i negowania poglądów nowych; tymczasem starsze badania miały charakter przeglądowy (marszrutowy), a identyfikacja form terenu często opierała się tylko na pobieżnych obserwacjach,
- niedoskonałości metod badań geologicznych i geomorfologicznych; wnioskowanie o transgresjach łądolodów na podstawie liczenia pokładów glin zwałowych w profilach wiertniczych i wskaźników petrograficznych glin jest wielce dyskusyjne (Zawidzka 1998), a analiza geomorfologiczna niezastąpiona przy wyznaczaniu stref marginalnych, nie określa wieku badanych stref,
- ograniczonego stosowania w badaniach metod luminescencyjnych,
- bezgranicznej wiary w nieomylność oznaczeń metodą pyłkową.

Datowania osadów mineralnych metodą TL są różnie postrzegane, przeważnie są akceptowane, ale przez niektórych badaczy również krytykowane. Autor artykułu korzystał z dat TL pochodzących z trzech laboratoriów. Wszystkie daty wskazują na zróżnicowanie wiekowe rzeźby glacialnej Niziny Północnopodlaskiej pokazując konsekwentnie (zgodnie) „młodsze” i „starsze” partie terenu. Nie są natomiast jednakowe we wszystkich laboratoriach wskaźniki wieku TL osadów polodowcowych na terenach młodszych i starszych. W Warszawie osady młodsze wydatowano na około 110 ka BP, a w Gdańsku i w Kielcach przeważnie na 50—65 ka, z kolei osady starsze – odpowiednio – ok. 180 ka BP i ponad 115 ka. Daty TL z laboratorium warszawskiego są więc wyraźnie wyższe i trzeba było określić czy wskazują one na ten sam czas powstania osadów jak daty z Gdańska i Kielc. Dotychczas bowiem przyjmowano, że wskaźniki wieku TL z laboratorium warszawskiego oscylujące koło wartości 110 ka BP świadczą o warciańskim wieku osadów (Mojski 2005). Aby to wyjaśnić we wszystkich laboratoriach wydatowano próbki osadów celowo pobranych z tych samych stanowisk lub położonych w bliskiej odległości. Przykładowo wiek TL piasków z kemu w Haćkach, położonego przy szosie Bielsk Podl. – Białystok, oceniono w Warszawie na 110,8 ka BP, w Gdańsku na 56,2±8,4 ka, a w Kielcach 60,8±9,1 ka. Jak widać wartości wskaźników wieku TL uzyskane w Gdańsku i w Kielcach są zbliżone, a wyraźnie wyższe są opracowane w Warszawie. Tak jest w przypadku wielu innych stanowisk, a wynika to z pewnych różnic w metodyce badań laboratoryjnych, to jest jednak sprawą specjalistów fizyków, a nie użytkowników metody. O zawyżaniu dat z laboratorium warszawskiego świadczą również porównania z datami uzyskanymi metodą OSL. Nie przekreśla jednak to przydatności dat TL z tego laboratorium w badaniach geomorfologicznych, ponieważ są one najbardziej konsekwentne (odchylenia od wartości 110 i 180 ka są niewielkie) i wskazują na te same tereny jako młodsze lub starsze, tak jak daty z innych laboratoriów.

Wyrażane są również opinie o większej wiarygodności dat OSL od dat TL. I częściowo trzeba się z tym zgodzić, ale „prawdy” tej nie należy uogólniać. Duże różnice uwidaczniają się pomiędzy datami OSL i datami TL pochodzącymi z laboratorium warszawskiego, a nieznaczne z laboratorium gdańskiego. W przypadku pojedynczego stanowiska wymownie świadczy o tym porównanie dat OSL (z laboratorium w Gliwicach) i daty TL (z laboratorium w Gdańsku) piasku z kemu usytuowanego koło wsi Bartniki w północnej części „wyspy” Lipska. Data TL piasku z głębokości 2,8 m

wynosi $64,0 \pm 9,6$ ka BP (Banaszuk 2010), a daty OSL z głębokości 3,4 i 5,5 m – odpowiednio – 57,7 ka i 66,1 ka (Krzywicki, 2014). Korespondują również ze sobą daty TL z laboratorium w Gdańsku i Kielcach z datami OSL z laboratorium w Gliwicach zestawione dla większego obszaru, a mianowicie północnej części Wzgórz Sokólskich i Kotliny Biebrzy Górnej (Banaszuk 2012a). Dużą zgodność datowań metodami TL i OSL stwierdzili również S. Fedorowicz (2005) i P. Czubla i in. (2009). Faktem jest, że wskaźniki wieku TL nie odpowiadają czasowi kalendarzowemu, a daty TL z laboratoriów w Gdańsku i Kielcach dotyczące rzeźby „młodszej” i „starszej” cechuje duży rozrzut wyników. W przypadku rzeźby „młodszej” najwięcej dat mieści się w przedziale 50 – 65 ka BP, ale sporo jest dat wykraczających poza ten przedział. Dlatego pojedyncze datowania niekiedy mogą mylić i skłaniać do krytyki metody, ale te same uwagi dotyczą datowań metodą OSL (Krzywicki 2014a).

Metoda ta daje w badaniach rzeźby danego obszaru najlepsze wyniki wtedy, kiedy dysponujemy datami TL z wielu stanowisk i łączymy je z analizą geomorfologiczną terenu. Powstaje wtedy logiczny obraz zróżnicowania wiekowego tego obszaru, a daty TL pozwalają powiązać ten obraz z jednostkami podziału czwartorzędu. Nawiązując do podziału L. Lindnera (1991) przyjęto, że rzeźba młodsza według dat TL na Nizinie Północnopodlaskiej wiąże się genetycznie ze stadiem świecienia zlodowacenia wisły, a starsza ze zlodowaceniem warty. Rzecz tylko w tym, że opracowanie wieku dat TL z dużego obszaru wymaga nie mało trudu i czasu.

Sukcesja pyłkowa ma istotne znaczenie dla chronostratygrafii, dlatego jest szeroko stosowana w badaniach czwartorzędu (ale nie zawsze bezkrytycznie). Stanowisk osadów uważanych za eemskie jest obecnie na Nizinie Północnopodlaskiej dużo. Przyczyniły się do tego ekspertyzy palinologiczne wykonywane do map geologicznych w skali 1:50 000, jednak wraz z pomnażaniem liczby stanowisk wzrastają wątpliwości co do ich rzeczywistej pozycji stratygraficznej. Już dawno wyrażono wątpliwości co do eemskiego wieku osadów (Stasiak 1979) najwcześniej odkrytych na Nizinie. Teraz wątpliwości wzrastają ponieważ stanowisk reprezentujących pełny cykl interglacjalny jest na całej Nizinie niewiele. Ekspertyzy palinologiczne przedstawiają zmiany roślinności przeważnie w niedużym przedziale czasowym na podstawie frekwencji pyłków w kilku, a nierzadko tylko w jednej próbce pobranych osadów organicznych. Bywa również, że za kryterium uznawania stanowisk za eemskie przyjmuje się jedynie podobieństwo litologiczne osadów. Sprawa nie jest błaha, ponieważ tak „udokumentowane” stanowiska traktuje się w badaniach rzeźby równie poważnie jak stanowiska z florą reprezentującą pełny cykl interglacjalny. biorąc je pod uwagę wyznacza się zasięgi lądolodów (autorzy map geologicznych 1:50 000 Marks i Karabanow 2010). Jak dyskusyjne są niektóre stanowiska uważane za eemskie mogą posłużyć wyniki badań (Banaszuk, 1980, 2010) w Grądach Wonieckich w południowej części Kotliny Biebrzańskiej. Na powierzchni ostańca morenowego występuje tam niewielkie obniżenie wytopiskowe, a w nim torfy kopalne (do 1,5 m miąższości) pod osadami kongeliflukcyjnymi. W 11 próbkach torfu stwierdzono obecność flory eemskiej (w próbce z głębokości 10 – 15 cm frekwencja pyłków *Carpinus* wynosi 43,5%, *Corylus* 34,4%, *Tilia* 6,6%) natomiast daty ^{14}C opracowane w Politechnice Śląskiej są następujące:

torf ze stropu złoża 23 710 \pm 630 BP (Gd- 15567)

torf z głębokości 20cm 25 700 \pm 800 BP (Gd – 12628)

torf ze spągu 30 500 \pm 1000 BP (Gd – 12517)

Analiza palinologiczna łączy więc osady kopalne z interglacjałem eemskim, podczas gdy daty TL wskazują na środkowovistuliański wiek rzeźby ostańca Grądów Wonieckich i sąsiedztwa, a daty ^{14}C wiążą osady kopalne z okresem ocieplenia klimatu po zlodowaceniu środkowovistuliańskim, z interstadiem grudziądza. Mamy więc klasyczny na Nizinie przykład niezgodności datowań.

Wzbudza to wątpliwości co do eemskiego wieku torfów, ale gdyby nie było dat TL i ^{14}C mielibyśmy kolejny „niezbity dowód” na staroglacjalny wiek rzeźby glacialnej Niziny.

Zastanawia również sytuacja terenowa stanowisk z florą eemską. Na wysoczyznach znajduje się je w dobrze zaznaczających się obniżeniach bezodpływowych płytko pod powierzchnią terenu. Na osadach eemskich stwierdza się wyłącznie deluwia, najczęściej piaski pochodzące ze spłukiwania, plejstocenske lub tylko holocenske. Nie stwierdza się natomiast przykrycia takich osadów przez typowe gliny morenowe. Ma to być koronnym dowodem na warciański wiek rzeźby Niziny (Morawski 2001). Tylko dlaczego zagłębienia z osadami eemskim tak dobrze przetrwały od interglacjalnego eemskiego, dlaczego deluwia są cienkie i dominują wśród nich piaski pochodzące ze spłukiwania skoro na wysoczyznach stanowiska najczęściej występują w terenach płaskich w otoczeniu glin zwałowych. A czy brak na nich typowej gliny zwałowej musi przeczyć obecności na Nizinie Łądolodu środkowovistuliańskiego? Łądolód ten był cienki (pozostawił tylko 1-4 m gliny) i w końcowej fazie deglacjacji rozpadał się na bryły martwego lodu, które najdłużej zalegały w obniżeniach terenowych, a więc i z osadami eemskimi. Utworami powstającymi po wytopieniu mniejszych brył zawierających niewiele materiału morenowego były piaski. Przykładem może być przekrój osadów w niewielkiej niecce wytopiskowej w Grądach Woniecko (Banaszuk 1980). Najstarsze są tu piaski różnoziarniste, warstwowane, zapadające koncentrycznie ku środkowi niecki. Mają one niewątpliwie genezę wytopiskową bowiem niecka zbudowana jest z gliny zwałowej i tylko glina występuje w jej otoczeniu. Utwory zwięźlejsze, w tym gliny przykrywały osady eemskie zapewne wtedy, gdy bryły martwego lodu były duże i obfitowały w materiał morenowy. Nie były to jednak „typowe” gliny zwałowe, lecz gliny z wytopnienia o cechach przypominających gliny deluwialne.

Priorytetowe traktowanie wyników analiz pyłkowych w pracach geologiczno-kartograficznych sprawia, że niektórzy palinolodzy, niewygodne daty TL pomijają lub „utrącają”, a daty ^{14}C „odmładzają” lub „postarzają” traktując je jedynie jako mało wartościowe dane uzupełniające (Kupryjanowicz, 1991, 2000, 2008). Nie podnosi to wiarygodności analiz pyłkowych. A jak ustosunkować się do faktu, że na Nizinie Północnopodlaskiej według palinologów powszechnie występują osady interglacjalnego eemskiego, a na Nizinie Południowopodlaskiej (oba makroregiony dzieli tylko dolina Bugu) w takich samych sytuacjach terenowych osady interglacjalnego starszego, mazowieckiego? Istotne jest zatem pytanie, czy wszystkie stanowiska uznawane na Nizinie Północnopodlaskiej za eemskie są rzeczywiście eemskimi? Wymaga to rozstrzygnięcia bowiem mnogość takich niepewnych stanowisk najbardziej hamuje postęp badań nad morfogenezą Niziny.

WNIOSEK KOŃCOWY

Bezsporne ustalenie granicy ostatniego zlodowacenia na obszarze Niziny Północnopodlaskiej nastąpi wtedy, kiedy będziemy dysponowali metodą umożliwiającą precyzyjne datowanie osadów w skali wieku bezwzględnego (kalendarzowego), powszechnie akceptowaną. Powiązanie badań geologiczno-geomorfologicznych z datowaniami osadów polodowcowych metodą TL daje dobre wyniki, ale wskaźniki wieku TL będą zawsze różnie postrzegane ze względu na niedoskonałość metody, podobnie jak i metody OSL, i nieuzasadnione uprzedzenia. Niektórzy uczeni będą zawsze podważali datowania glin zwałowych, inni utworów moren czołowych, a jeszcze inni utworów zastoiskowych. Nie rozstrzygniemy jednak problemu przynależności wiekowej obszaru Niziny nie korzystając z me-

to oceny bezwzględnego wieku osadów. Potrzebne są zwłaszcza datowania kopalnych osadów mineralnych i organicznych odłożonych w obniżeniach. Słabo udokumentowane stanowiska flory eemskiej wymagają weryfikacji.

Literatura





- Banaszuk H., 1980, Geomorfologia południowej części Kotliny Biebrzańskiej, *Prace i Studia Geograficzne*, 2, 7-69.
- Banaszuk H., 1985, Gleby [w:] Województwo Suwalskie, OBN Białystok, JGPZ PAN Warszawa, 59-80.
- Banaszuk H., 1995, Geneza i rozwój rzeźby terenu Puszczy Knyszyńskiej w świetle analizy geomorfologicznej i badań termoluminescencyjnych [w:] Czerwiński A. (red.), *Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza*, Supraśl, 33-48.
- Banaszuk H., 1996, *Paleogeografia. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia Doliny Górnej Narwi*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk H., 1998, Zasięgi i przebieg zlodowacenia wisły i warty w północno-wschodniej Polsce w świetle nowych danych, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce*, UMCS Lublin, 233-245.
- Banaszuk H., 2001, O zasięgu zlodowacenia wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych, *Przegląd Geograficzny*, 73, 3, 281-305.
- Banaszuk H., 2010, O wieku i genezie rzeźby polodowcowej Niziny Północnopodlaskiej na podstawie analizy geomorfologicznej i dat TL, [w:] Banaszuk H., Banaszuk P., *Zagadnienia morfogenezy Niziny Północnopodlaskiej*, Ofic. Wyd. Politechniki Białostockiej, Białystok.
- Banaszuk H., 2012a, Uwagi do opracowania L. Marks, A. Karabanov (red.) – „Mapa geologiczna północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi 1:250 000”, PIG-PIB, Warszawa 2011, *Przegląd Geologiczny*, 60, 8, 428-430.
- Banaszuk H., 2012b, Dłaczego Autorzy „Mapy geologicznej północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi 1:250 000” (PIG-PIB, Warszawa 2011) rozmijają się z prawdą? *Przegląd Geologiczny*, 60, 11, 596-597.
- Banaszuk H., Micun K., 2014, Stanowisko 2 – Lebiezdin. Strefa marginalna lądolodu środkowostulianckiego, [w:] *XXI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Dynamika lądolodów plejstoceniowych na obszarze Suwalszczyzny i Równiny Augustowskiej*, Augustów, 1 – 5.09.2014, wyd. PIG, Warszawa, 126-131.
- Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Prace PIG CLXX, Warszawa.
- Ber A., 2002, O zasięgu zlodowacenia wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych (w odpowiedzi H. Banaszukowi), *Przegląd Geograficzny*, 74, 2, 243-247.
- Czubla P., Olszak J., Petera-Zganiacz J., 2009, Wiek osadów zastoiska koźmińskiego w świetle datowań TL i OSL na tle stratygrafii czwartorzędu regionu (Kotlina Kolska, środkowa Polska) [w:] XVI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, PIG, 110-111.
- Fedorowicz S., Laskowski K., Lindner L., 1995, O możliwości dalszego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły w świetle datowań TL osadów lodowcowych w północnej części Wysoczyzny Białostockiej, *Przegląd Geologiczny*, 43, 11, 941-944.
- Fedorowicz S., 2005, Korelacja dat TL i OSL próbek z czterech profili lessowych Polski SE i SW, *Przegląd Geologiczny*, 53, 11, 1047-1050.
- Kondracki J., 1972, *Polska północno-wschodnia*, PWN, Warszawa.
- Kozłowski I., 2003, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Stawiski, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Kozłowski I., 2000, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Grajewo, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.

- Kozłowski I., 2005, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Suchowola, Centr. Arch. Geol. PIG Warszawa.
- Kacprzak L., Lisicki S., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Sztabin, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Krzywicki T., 2005, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Lipsk, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Krzywicki T., 2002, The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas, *Geological Quarterly*, 46, 2, 165-188.
- Krzywicki T., 2014a, Datowania OSL i TL z osadów ze Wzgórz Sokólskich, Kotliny Biebrzańskiej, Równiny Augustowskiej i Pojezierza Suwalskiego. Zestawienie danych i próba interpretacji, [w:] XXI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski "Dynamika lądolodów plejstoceńskich na obszarze Suwalszczyzny i Równiny Augustowskiej", Augustów, 1-5.09.2014, PIG, Warszawa, 44-51.
- Krzywicki T., 2014b, Gliny zwałowe, mułki zastoiskowe i sandr-osady stadiału głównego zlodowacenia wisły, [w:] XXI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski "Dynamika lądolodów plejstoceńskich na obszarze Sokólszczyzny i Równiny Augustowskiej". Stanowisko 5 – Rudawka, 146-151.
- Kupryjanowicz M., 1991, Eemian Early and Late Vistulian and Holocen vegetation in the region of Machnacz peat-bog near Białystok (NE Poland), *Acta Paleobotanica*, 31 (1-2), 215-225.
- Kupryjanowicz M., 2000, Późnoglacialne i holoceneskie zmiany roślinności okolic uroczyska, [w:] A. Czerwiński (red.), Przemiany siedlisk i roślinności torfowisk uroczyska Stare Biele w Puszczy Knyszyńskiej, *Politechnika Białostocka Rozprawy Naukowe* 70, 78-97.
- Kupryjanowicz M., 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie, *Acta Palaeobotanica*, 48(1), 3-130.
- Lindner L., 1992, Stratygrafia (klimatostratygrafia) plejstocenu, [w:] *Czwartorzęd*, Wyd. PAE, Warszawa, 441-634
- Lisicki S., 2003, *Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza wisły*, Prace PIG, CLXXVII.
- Majewska A., 2008a, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Rygałówka, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Majewska A., 2008b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Nowy Dwór, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Makowska A., 1980, Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in them Lower Vistula region, *Quarter Stud. in Poland*, 2, 37-55.
- Makowska A., 1992, Stratigraphy of Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle in the Elbląg Elevation basen on mapping and boreholes, *Geological Quarterly*, 36(1), 451-466.
- Marks L., Pawłowska I.E., 2006, Correlation of the Saalian limits in eastern Poland and western Belarus, *Quaternary International*, vol. 149, 87-93.
- Marks L., Karabanov A., 2011 (red.), Mapa geologiczna północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi 1:250 000, PIG-PIB Warszawa.
- Maruszczak H., 1993, The thermoluminescence chronostratigraphy of glacial deposits of the Maximum and Wkra (-1 postmaximum) Stadials of the Warta Glaciation in southeastern Poland, *Geological Quarterly*, 37, 1, 81-96.
- Mojski J. E., 2005, Ziemia polskie w czwartorzędzie, PAE, Warszawa
- Morawski W., 2001, Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie?, *Przegląd Geologiczny* 49, 6, 551-557.
- Micun K., 2006, Geneza i rozwój rzeźby Kotliny Biebrzy Górnej, *Zesz. Nauk. Politechniki Białostockiej, Inżynieria Środowiska*, z. 17, 7-23.
- Musiał A., 1992, *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*, Wyd. UW, Warszawa.

- Woronko B., Rychel J., Karasiewicz T., Ber A., Krzywicki T., Marks L., Pochocka-Szwarc K., 2013, Heavy and light minerals as a tool for reconstruction depositional environments an example from the Jałówka site (northern Podlasie, NE Poland), *Geologos* 19 (1-2), 47-66.
- Rychel J., Karasiewicz T., Woronko B., Kupryjanowicz M., Krześlak I., 2014a, Stanowisko 1 – Jałówka. Paleogeografia Wzgórz Sokólskich w późnym plejstocenie na przykładzie stanowiska Jałówka [w:] *XXI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Dynamika lądolodów plejstoceniowych na obszarze Sokólszczyzny i Równiny Augustowskiej”*, Augustów 1– 5.09.2014 r., PIG, Warszawa, 120-125
- Rychel J., Karasiewicz T., Krześlak I., Marks L., Noryśkiewicz B., Woronko B., 2014a, Paleogeography of the environment in north-eastern Poland recorded in an Eemian sedimentary basin, based on the example of the Jałówka site, *Quaternary International* 328-329, 60-74.
- Rychel J., Morawski M., 2017. Postglacial morpholineaments as indicator of the ice-sheets dynamic of Saale glaciation on Białystok Plateau and Sokółka Hills (Ne Poland). *Geological Quarterly*, 61, 2, 334-349.
- Stasiak J., 1979. Wiek Jeziora Maliszewskiego i bagien w Kotlinie Biebrzy. *Prace i Studia Geograficzne*, 23, 129-172.
- Stoiński A., Wieczorek D., 2012, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Dąbrowa Białostocka, Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Zawadzka K., 1998. O przydatności badań petrograficzno-litologicznych osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 do rozpoznania stratygrafii, paleośrodowisk i paleogeografii czwartorzędu, *Przegląd Geologiczny*, 46, 3, 245-248.

Stanowiska osadów datowanych metodą TL
Sites with TL dating of sediments

Daty wskazujące na vistuliański wiek osadów/ TL datings showing Vistulian age of sediments
● opracowane w laboratorium w Gdańsku/ datings performer in the laboratory in Gdańsk
1. Bartniki – 64,0±9,6 ka BP (UG-3181), 2. Cisów – 17,0±2,6 ka (UG – 3182), 3. Jagłowo – 52,0±7,8 ka (UG-5601), 5. Hornostaje – 51,4±7,7 ka BP (UG-5830), 6. Mierkienniki – 58,6±8,8 ka (UG-5841), 6a. Romejki – 94,7±14,2 ka (UG-5828), 7. Mielniki – 57,0±8,5 ka (UG-5826), 8. Janów – 56,5±8,5 ka (UG-5827), 9. Dobrzyniówka – 67,3±10,1 ka (UG-5829), 10. Kiślaki 1 – 57,2±8,6 ka (UG-5725), 11. Kiślaki 2 – 54,4±8,2 ka (UG-5726), 12. Piaski – 61,8±9,3 ka (UG-5728), 13. Tykocin – 38,8±5,8 ka (UG-5732), 14. Kurowo – 47,7±7,1 ka (UG-5731), 15. Dębniaki – 61,1±9,2 ka (UG-5723), 16. Łupianka Stara – 51,5±7,7 ka (UG-5729), 17. Konowały – 50,3±7,5 ka (UG-5603), 18. Kościuki – 50,0±7,5 ka (UG-5604), 19. Janowicze – 49,0±7,4 ka (UG-5720), 20. Kapłań – 85,6±9,0 (UG-5895), 21. Mościska – 48,9±7,3 ka (UG-5831), 22. Łapy północ – 52,6±7,9 ka (UG-5730), 23. Łapy południe – 50,7±7,6 ka (UG-5605), 24. Suraż; wzgórze Bęben – 49,7±7,5 ka (UG-5606), 25. Suraż stadion – 55,5±8,4 ka (UG-5665), 26. Szubińska Góra >65,1 ka (UG-5607), 27. Haćki – 56,2±8,4 ka (UG-5838), 28. Czyże – 53,3±8,0 ka (UG-5833), 29. Stawiszczce – 57,7±8,7 (UG-5839), 30. Jancewicze – 57,3±8,6 ka (UG-5834), 31. Litwinowicze – 84,7±12,7 ka (UG-5840), 32. Czaje 58,2±8,7 ka (UG-5721), 33. Wojeniec – 52,9±7,9 ka BP (UG-5718) 34. Klukowicze 46,9 ka (UG-5837), 35. Miedwieżyki 60,4±6,4 ka (UG-5901), 36. Warchoły 59,7±6,4 ka (UG 5894), 37. Kajmy 64,9±6,5 ka (UG-5874), 38. Mareckie 60,8±6,6 ka (UG-5891), 39. Nowosiółki 85,1±12,8 ka (UG-5835), 40. Drochlin 88,6±9,0 ka (UG-5900), 41. Łysa Góra – 53,3±8,0 ka (UG-5664), 42. Falki – 52,1±7,8 ka (UG-5663), 43. Czyżew – 55,4±8,3 ka (UG-5722), 44. Lebieżin – 73,3±10,2 ka (UG-6982).
▲ opracowane w Kielcach/ datings performer in the laboratory in Kielce
1. Jezierzysk 84,0±12,6 ka (KIE-215), 2. Haćki 60,8±9,1 ka (KIE-246), 3. Dubiażyn 88,6±13,3 ka (KIE-250), 4. Hawryłki 55,1±8,3 ka (KIE-252), 5. Chojewo 72,1±10,8 ka (KIE-253), 6. Mierzwin 77,6±11,6 ka (KIE-230), 7. Siemiony 1. 76,8±11,5 ka (KIE-232), 8. Siemiony 2. 59,1±8,9 ka (KIE-233), 9. Wierzchuca 60,0±9,0 ka (KIE-237), 10. Wojtkowice Stare 44,9±6,7 ka (KIE-236), 11. Średnica 51,8±7,8 ka (KIE-225), 12. Kamień Rupie 41,4±6,2 ka (KIE-218), 13. Słup-Kolonia 47,6±7,1 ka (KIE-240), 14. Świerże Pańki 68,5±10,3 ka (KIE-245), 15. Wnory Wypychy 49,1±7,4 ka (KIE-219), 16. Turośń Kościelna 88,3±13,2 ka (KIE-208), 17. Stary Kornin 76,8±11,5 ka (KIE-248), 18. Stryki 87,0±13,0 ka (KIE-227), 19. Chodory 93,4±14,0 ka (KIE-209), 20. Doktorce 93,4±14,0 ka (KIE-210), 21. Gregorowce 93,1±14,0 ka (KIE-229), 22. Malesze 98,1±14,7 ka (KIE-228), 23. Żabieniec Sobolewo 98,7±14,8 ka (KIE-222), 24. Hodyszewo 92,6±13,9 ka (KIE-231), 25. Miłkowice 51,1±7,7 ka (KIE-234), 26. Wólka Zamkowa 48,6±7,3 ka (KIE-235), 27. Jagłowo 95,8±14,4 (KIE-165), 28. Jastrzębna II 86,7±13,0 (KIE-167), 29. Szostaki 49,1±7,4 (KIE-244)
X opracowane w Warszawie/ datings performer in the laboratory in Warsaw
1. Pieńczykowo 110,1 ka (Wa-101/88), 2. Białogrądy 109,0 ka (Wa-104/87), 3. Stróże 1 109,4 ka (Wa-101/87), 4. Stróże 2 - 109,4 ka (Wa-102/87), 5. Kotlina Tykocina 40,2 ka (Wa-106/87), 6. Pogorzałki 112,7 ka (Wa-33/93), 7. Tykocin kem 109,6 ka (Wa-42/92), 8. Łaś Toczyłowo 111,6 ka (Wa-57/91), 9. Szubińska Góra 110,6 ka (Wa-34/93), 10. Popisana Góra 113,0 ka (Wa-103/87), 11. Stypułki Święchyl 111,0 ka (Wa-25/90), 12. Pażochowska Biel 1 - 110,8 ka (Wa-60/91), 13. Pażochowska Biel 2 -110,8 ka (Wa-64/91), 14. Jabłonki Dobki 110,1 ka (Wa-59/91), 15. Haćki 1- (kem) 110,8 ka (Wa-45/92), 16. Haćki 2 (zastoisko) 102,9 – 105,7 ka (Wa-71/91), 17. Haćki 3 - (zastoisko) 97,7 ka (Wa-70/91), 18. Prostki 110,5±5 ka (Wa-40/90), 19. Góra Strękowa 140,5±25% ka (Wa-1974), 20. Krosny 97,1 ka (Wa-51/93), 21. Promiski 18,1 ka (Wa-102/88), 22. Czarna Wieś 43,0±4 (Wa-36/90), 23. Jastrzębna Kolej 40,2 – 43,3 (Wa-72/91)
■ opracowane w Gliwicach/ datings performer in the laboratory in Gliwice
3. Grajewo 62,8±9,7 ka (Gd-618), 4. Grajewo 86,3±14,7 (Gd-608), 5. Stróże 78,7±16,9 ka (Gd-606)

Daty wskazujące na warciański wiek osadów/ <i>TL datings showing Wartanian age of sediments</i>	
	opracowane w Gdańsku/ <i>datings performer in the laboratory in Gdańsk</i>
1. Sokole – 125,8±18,9 ka BP (UG-3186), 3. Krynki 94,8±10,6 ka (UG-5875), 4. Bobrowniki 156,6±15,2 ka (UG-5871), 5. Topolany 319,0±32,9 ka (UG-5892), 6. Juszkowy Gród 281,1±30,2 ka (UG-5893), 7. Dubicze Cerkiewne – 125,6±18,8 ka (UG-5836), 8. Żerczyce 312,2±32,7 ka (UG-5902), 9. Kol. Zalesie 404,3±42,8 (UG-5906), 10. Kleszczele 147,6±15,4 ka (UG-5908), 11. Siemiatycze 1. 234,6±25,5 ka (UG-5905), 12. Siemiatycze 2. 291,6±40,6 ka (UG-5904), 13. Rogawka 291,3±30,2 ka (UG-5907), 14. Koczery 108,7±16,3 ka (UG-5719), 15. Augustowo 177,9±18,6 ka (UG-5903), 16. Toczyski 150,1±16,2 ka (UG-5878), 17. Nowodwory 160,0±16,2 ka (UG-5877), 18. Buczyn 136,8±14,2 ka (UG-5724), 19. Sadowo 152,7±16,9 ka (UG-5879), 20. Michałowo Las > 47,6 ka (UG-5632), 21. Doktorce 139,7±14,6 ka (UG-5899), 22. Psia Góra 156,9±16,6 ka (UG-5896), 23. Dzierzbia – 346,1±42,2 ka (UG-5872), 24. Kumelsk 144,2±15,6 ka (UG-5876), 25. Elżbiecin 177,9±18,2 ka (UG-5873), 26. Ćwikły 151,2±16,2 ka (UG-5898),	
	opracowane w Kielcach/ <i>datings performer in the laboratory in Kielce</i>
1. Jałowo 111,6±16,7 ka (KIE-161), 2. Krasne – 138,1±20,7 ka (KIE-166), 3. Brzozowo 112,2±16,8 ka (KIE-239), 4. Małowista 1. 129,6±19,4 ka (KIE-162), 5. Małowista 2. 126,9±19,0 ka (KIE-163), 6. Plebanowce 128,3±19,2 ka (KIE-217), 7. Gieniusze 126,5±20,5 ka (KIE-216), 8. Studzianki 1. 101,7±15,3 ka (KIE-232), 9. Studzianki 2. 92,7±13,9 ka (KIE-233), 10. Bobrowa 135,4±20,3 ka (KIE-234), 11. Klejniki 139,6±20,9 ka (KIE-247), 12. Wólka Wygonowska 198,4±29,8 ka (KIE-226), 13. Mokre 111,8±16,8 ka (KIE-251), 14. Stare Werpechy 152,4±22,9 ka (KIE-211), 15. Kuczyn 115,2±17,3 ka (KIE-238), 16. Zgleczewo 1. 135,6±20,3 ka (KIE-224), 17. Zgleczewo 2. 117,0±17,6 ka (KIE-223), 18. Dąbrówka Kość. 106,7±16,0 ka (KIE-220), 19. Psia Góra 176,5±26,5 ka (KIE-213), 20. Chojane Sierocięta 161,2±24,2 ka (KIE-214), 21. Pęchratka 106,6±16,0 ka (KIE-221), 22. Gać Puchały 119,0±17,8 ka (KIE-242), 23. Undy 126,2±18,9 ka (KIE-243),	
	opracowane w Warszawie/ <i>datings performer in the laboratory in Warsaw</i>
1. Kamień 229,6 ka (Wa-66/91), 2. Augustowo 181,8 ka (Wa-10/92), 3. Koziniec 182,3 ka (Wa-29/89), 4. Suchynicze 228,6 ka (Wa-74/91), 5. Oz Świętojański 173,2 ka (Wa-56/88), 5a. 163,0±5 ka (Wa-58/86), 6. Budzisk 162,0 ka (Wa-48/86), 6a. 183,6±5 ka (Wa-49/86), 6b. 184,2±5 ka (Wa-51/86), 7. Jałówka 183,0 ka (Wa-53/88), 7a. 183,5 ka (Wa-54/88), 8. Osowy 181,0 ka (Wa-99/87), 9. Zabity Jeleń 183,0 ka (Wa-94/87), 9a. 183,0 ka (Wa-95/87), 11. Tykocin (wysoczyzna) 182,8 ka (Wa-44/93), 12. Rutki 229,2 ka (Wa-43/93), 13. Czerwony Bór 181,0 ka (Wa-43/92), 14. Łomża 181,2 ka (Wa-59/86), 15. Jastrzębna 180,5 ka (Wa-73/91)	
	opracowane w Gliwicach/ <i>datings performer in the laboratory in Gliwice</i>
1. Rubcowo 132,4±21,2 (Gd-612), 2. Rogożynek 214±28,3 ka (Gd-616)	