

Morfogeneza obszaru w okolicy Morąga

Mirosław T. Karasiewicz

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Obszar objęty badaniami znajduje się na Pojezierzu Mazurskim, na granicy pomiędzy Pojezierzem Iławskim a Pojezierzem Olsztyńskim, w otoczeniu jeziora Narie. Obszar był już opisywany pod względem geomorfologicznym, a mimo to szereg problemów nie zostało rozwiązanych. Poruszano między innymi kwestię moren morąskich (Roszkówna 1955) czy zagadnienie struktury i tekstury sandru ostródzkiego (Wiśniewski 1971).

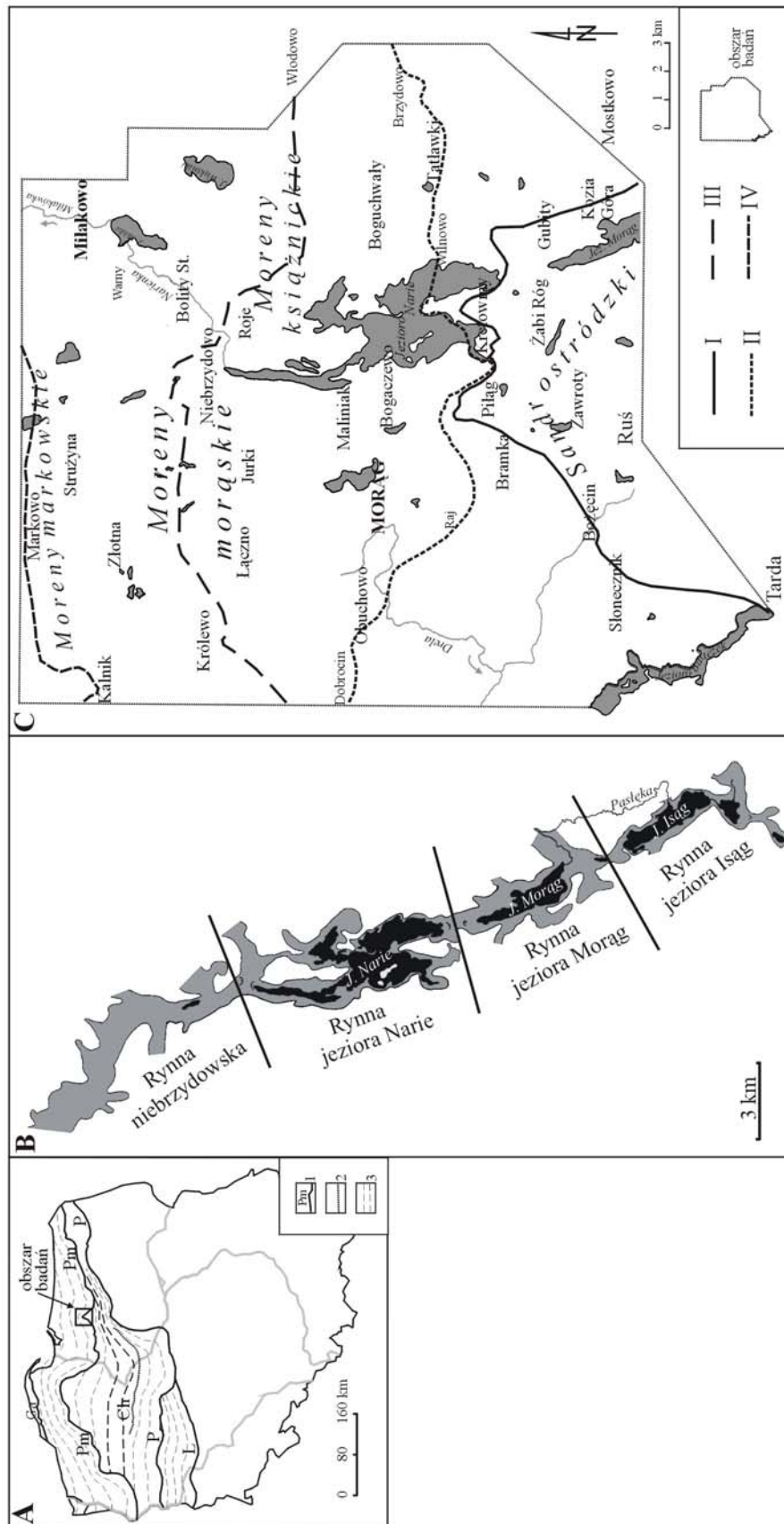
Kilkukrotnie poruszano kwestię zasięgu fazy pomorskiej na analizowanym obszarze (Kondracki 1952; Roszko (Roszkówna) 1955, 1956, 1968, 1973; Galon, Roszko 1961; Wiśniewski 1971; Roman 1990; Szalamacha, Trzmiel 2000; Trzmiel 2003; Karasiewicz 2000, 2005, 2006). Najczęściej jest on wyznaczany na południe od Morąga w postaci dwóch kontaktujących się lobów lodowcowych w południowej części jeziora Narie (ryc. 1 A), lub na południe od badanego obszaru (Roszkówna 1955; Wiśniewski 1971). Wcześniejsze badania geomorfologiczne tak zarysowanej strefy najczęściej dotyczyły jej wybranych elementów rzeźby, a dotąd brakowało natomiast całościowego opracowania morfogenezy tego obszaru, które ujmowałoby wzajemne relacje form rzeźby polodowcowej i ich paleogeograficznej ewolucji.

2. Charakterystyka geomorfologiczna i morfogeneza obszaru badań

Obszar badań obejmuje powierzchnię około 460 km². Jego rozciągłość równoleżnikowa wynosi około 23 km, a południkowa od 20 km do 27 km. Centralną część obszaru zajmuje ryzna jeziora Narie. Na wschód od jeziora Narie teren sięga po dolinę Pasłęki, natomiast na północy przekracza moreny morąskie, obejmuje obszar wysoczyzny (ich zaplecza) i dochodzi do moren markowskich, w linii Markowo, jeziora Zimnochy i Okonie oraz Miłakowo. Zachodnią granicę opracowania wyznaczają moreny małydyckie oraz rynny jezior Ruda Woda i Bartężek, a południowa sięga po miejscowości Tarda, Ruś, Florczaki i Kozia Góra (ryc. 1).

Zasadniczym elementem badanego obszaru jest rozległa, głęboka i wyraźna ryzna subglacialna jeziora Narie. Należy ona do wydłużonego systemu rynnowego o układzie południkowym i długości 48 km (ryc. 1 B, C). Na podstawie badań określono ją jako rynnę subglacialną o genezie glaciofluwalnej. Powstała ona w wyniku intensywnego przepływu wód subglacialnych pod łądolodem w czasie glacjacji obszaru. Ustalono, że ryzna ta miała swoje wcześniejsze założenia, o czym świadczą występujące w podłożu rynny miększe osady mułkowe. Może to wskazywać, że ryzna została wcześniej ukształtowana, a podczas maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia vistuliańskiego, była prawdopodobnie ponownie odpreparowywana i złobiona do obecnych zarysów. Było to w czasie, kiedy łądolód zatrzymał się na linii Bożęcín- Bramka – Jezioro Piłąg – Jezioro Narie – Kozia Góra. Uważa się, że postój łądolodu na tej linii wyznacza również maksymalny zasięg fazy pomorskiej na badanym obszarze. Nastąpiło to w okresie pomiędzy 15,2 a 16,5 ka BP. W układzie zarysu czoła łądolodu w rejonie jeziora Narie wyodrębnił się w tym czasie wyraźnie lob Wisły i lob Łyny. Powstało szereg moren czołowych, stożek sandrowy i krawędź sedymentacyjna kontaktu lodowego, a więc szereg form marginalnych wskazujących na postój krawędzi lodowej. Przypuszcza się, że zasadniczy wpływ na rozdział łądolodu na loby miał półwysep Kretowiny, zlokalizowany w południowej części jeziora Narie oraz guz Wzniesień Elbląskich (wcześniej istniejący → por. Aber, Ruszczyńska-

Szenajch 1997) zlokalizowanych na północny zachód od badanego obszaru (Kotański 1997). W obszarze styku tych dwóch lobów znajdują się liczne zaburzenia glajotektoniczne wskazujące na



Ryc.1 Obszar badań

A – Położenie obszaru badań na tle głównych linii postojowych łądolodu Wisły (Linie zasięgu łądolodu na podstawie pracy S. Kozarskiego (1995) i L. Marksa (2002) – za W. Wysotą (2002). Isochrony za S. Kozarskim (1986 – wg Gierasimowa i Wieliczko 1982)
 Objaśnienia: czas postoju podany za S. Kozarskim (1995); L – faza leszczyńska (wiek ~20ka BP), P – faza poznawska (~18,8 ka BP), Ch – subfaza chodzieska (~17,7 ka BP), Pm – faza pomorska (~16,2 ka BP), Ga – faza gardnińska (~14,5 BP), 1- linie zasięgu faz łądolodów; 2 – linia zasięgu subfazy chodzieskiej; 3 – izochrony wycofywania łądolodu);
 B- położenie rynny jeziora Narie
 C – Maksymalny zasięg czoła łądolodu fazy pomorskiej i etapy jego recesji w otoczeniu rynny jeziora Narie. I – maksymalny zasięg fazy pomorskiej, II – pierwszy etap recesji, III – drugi etap recesji (postój etap recesji i księżniczkich), IV – trzeci etap recesji (postój łądolodu na linii moren markowskich)

dynamiczne oddziaływanie i kompresję lądolodu, w jego skrzydłach zaś rozpląwał się raczej swobodnie, czego dowodzą formy genezy akumulacyjnej.

Podczas deglacjacji na badanym obszarze zaznaczyły się jeszcze dwa postoje lądolodu, jeden na linii środkowej jeziora, a drugi w północnej części na linii tzw. moren morąskich i książnickich. W skrajnie północnym obszarze znajduje się równoleżnikowo ułożony ciąg recesyjnych moren markowskich.

Pierwszy postój w trakcie recesji wskazują wyraźne formy marginalne, wykształcone w postaci moren czołowych mniej więcej na linii środkowej jeziora. Układają się one równoleżnikowo gdzie zostały rozpoznane i udokumentowane między innymi na półwyspie Kretowiny, w Wilnowie, Taławkach i Brzydowie, tj. po wschodniej części badanego obszaru. Natomiast po zachodniej stronie, przedłużeniem wspomnianego postoju są linijnie ułożone pagórki moren martwego lodu (ryc. 1C).

Na północy obszaru badań, w morenach morąskich, w ich budowie wewnętrznej zaobserwowano liczne zaburzenia i deformacje glajotektoniczne, które wskazują na dynamiczne oddziaływanie lądolodu. Stwierdzono, tu liczne moreny pchnięte, ale również znaczna ilość form wyraźnie zdrumlinizowanych. W kierunku wschodnim moreny te mają przedłużenie w postaci moren książnickich, które wykazują różnice w budowie geologicznej w stosunku do wyżej opisywanych. Generalnie są to formy mniejsze, położone na niewielkim, zwartym obszarze. W ich budowie wewnętrznej dominują gliny. Po opuszczeniu moren morąskich i książnickich lądolód wycofał się na linię moren markowskich, a następnie na północ poza obszar badań.

W badanej strefie marginalnej znaczne przestrzenie zajmują formy, których geneza związana jest arealnym zamieraniem lądolodu. Kemy i moreny martwego lodu stwierdzono zarówno na wysoczyznach morenowych, jaki i w dnach rynien polodowcowych. W ostatnim etapie rozwoju rzeźby doszło do wytapiania martwych lodów, które konserwowały rynny subglacjalne, co doprowadziło do powstania licznych jezior.

Zdarzenia glacialne i postglacialne, które odegrały zasadniczą rolę w morfogenezie tego obszaru można ująć w kilku następujących po sobie etapach:

1. Lądolód fazy pomorskiej w swym maksymalnym zasięgu zatrzymał się na linii Tarda – Słonecznik – Bożęcín – Bramka – jezioro Piłąg – Kretowiny – Gubity – Kozia Góra (ryc. 1C). Lądolód na linii dzisiejszej rynny jeziora Narie zastał obniżenie o wyrównanym dnie, wypełnione osadami mułkowymi (Karasiewicz 2005,2006; Trzmiel 2003), od południa prawdopodobnie zamknięte wyniesieniem półwyspu Kretowiny. Litologia osadów podłoża, a głównie seria mułków, w znaczący sposób wpływała na stosunki termodynamiczne i hydrologiczne na kontakcie lód/podłoże (por. np. Boulton, Hindmarsh 1987; Kamb 1987; Walder, Fowler 1994; Kasprzak 2003 i. in.). Przyczyniło się to do intensywnego złożenia podłoża przez wody subglacjalne. Miększe osady mułkowe wypełniające nieckę jeziora Narie wpływały na rozwój intensywnego drenażu podlodowego. Początkowo mógł być to drenaż rozproszony, a później kanałowy. Jednocześnie trwała działalność erozyjna wód roztopowych w miejscu istnienia dzisiejszych rynien m.in. bożecińskiej, bramskiej, maliniackiej. W czasie tego postoju intensywny wpływ subglacjalny wód roztopowych doprowadził do utworzenia I poziomu sandrowego o wysokościach 124-131 m n.p.m. (Roszkówna 1955; Wiśniewski 1971). Częściowo mogło dojść do sedymentacji osadów tego poziomu na powierzchni zamierającego, a nawet martwego lodu (Wiśniewski, Karczewski 1978). Na linii Słonecznik – Bożęcín – Bramka postój lądolodu dokumentuje krawędź sedymentacyjna kontaktu lodowego (proksymalnego stoku kontaktu lodowego → *ice-contact proximal slope*). Natomiast we wschodniej obszarze badań, od Piłąga do Gubity, tj. na południe od jeziora Narie, doszło do utworzenia wyraźnych moren czołowych dokumentujących zasięg postoju krawędzi lądolodu o zarysie wyraźnego łuku. W osi obszaru interlobalnego, w południowo-zachodnim krańcu jeziora Narie, istniał prawdopodobnie główny odpływ wód roztopowych, co przyczyniło się do powstania rozległego stożka sandrowego w okolicy Żabiego Rogu (124-131 m n.p.m.). Odpływ wód lodowcowych odbywał się również południowo-wschodnią odnogą niecki jeziora Narie, gdzie wody kierowały się na południe do

jeziora Morąg. Podejmowana w literaturze kwestia przekroczenia przez lądolód tej linii jest dyskusyjna (Roszko 1968; Wiśniewski 1971) i na obecnym etapie badań nie znajduje potwierdzenia.

2. Deglacjacja obszaru od maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej po stronie zachodniej obszaru badań miała charakter deglacjacji arealnej i zachodziła poprzez zanik lądolodu w postaci płatów i brył przetrwałego oraz martwego lodu. Natomiast frontalny zanik dominował po stronie wschodniej rynny jeziora Narie. Cały czas w trakcie pierwszego etapu recesji zachodziły intensywne wypływy wód roztopowych, które zaczynały tworzyć niższy, II poziom sandrowy (114-125 m n.p.m.), a jego rozwój powodował niszczenie już istniejącego I poziomu sandrowego. W początkowym okresie zaniku lądolodu, w zachodniej części obszaru badań, mogło dojść do rozpoczęcia wytapiania martwych lodów pogrzebanych na kontakcie z krawędzią sedymentacyjną (Bramka – Bożęcín – Słonecznik). Wskazują na to liczne, linijnie ułożone wzdłuż krawędzi wytopiska wyznaczające podsandrowy zasięg płatów lodu autochtonicznego. W dalszym etapie nastąpił rozpad odkrytej, tj. naziemnej części marginalnej lądolodu na płaty i bryły martwego lodu. Świadectwem tego jest morena denna pagórkowata nazwana wcześniej przez Roszkównę (1955) i Wiśniewskiego (1971) „strefą marginalną”, która od północnego zachodu przylega do krawędzi sedymentacyjnej. W środkowej części obszaru badań mogło dojść do cofnięcia lądolodu, pogłębiła się wcześniejsza interlobalna zatoka lodowa i w dalszym ciągu funkcjonował w niej intensywny odpływ wód roztopowych skierowany na południe. W zachowanej rzeźbie terenu widoczne są ślady skoncentrowanego odpływu wcinającego się w postaci głębokich koryt (do kilku metrów) w I poziomie sandrowym koło Żabiego Rogu. Śladem krótkiego postoju w trakcie recesji, po stronie zachodniej rynny jeziora Narie, jest ciąg wzgórz i pagórków martwego lodu na linii od Bramki do Obuchowa (ryc. 1C).

Po stronie wschodniej rynny jeziora Narie, a więc w zachodnim skrzydle lobu Łyny zanik lądolodu musiał odbywać się stosunkowo szybko przy niewielkim udziale wód roztopowych, ponieważ brak jest śladów większych odpływów wód proglacjalnych. Sądzić można, że w tym przypadku recesja lądolodu miała charakter frontalny. Zachowała się natomiast subglacjalna rzeźba powstała przy wcześniejszym awansie lądolodu, a więc aktywnych mas lodowych. Lądolód wycofał się tu na linię północnej części półwyspu Kretowiny – Wilnowo – Tątlawki – Brzydowo (ryc. 1C). Podczas postoju na tej linii doszło do powstania znacznych rozmiarów moren czołowych oraz nadbudowania nimi prawdopodobnie istniejącej już wcześniej krawędzi terenowej. Krawędź ta jest szczególnie dobrze wyrażona pomiędzy miejscowościami Wilnowo i Tątlawki. Postój na tej linii nie był długotrwały, czego dowodem są „drumlinopodobne” formy subglacjalne wkraczające na skłon proksymalny krawędzi z morenami czołowymi. Skoncentrowany odpływ wód w tej części obszaru odbywał się w dwóch miejscach: wzdłuż rynny Narie i rynny subglacjalnej w okolicy Brzydowa.

3. W kolejnym etapie doszło do cofnięcia czoła lądolodu na południową linię moren morąskich i książnickich (ryc. 1C). Roszko (1968) zakładała, że na obszarze moren morąskich miał miejsce oscylacyjno-lobalny zanik lądolodu. Na podstawie wzajemnego układu form czołowomorenowych sądzą można, że nadal zachował się lobalny układ czoła lądolodu, a interlobalna zatoka lodowa funkcjonowała mniej więcej na wysokości miejscowości Roje. Na przedpolu zatoki usypany został wysoki poziom sandrowy (120-130 m n.p.m.) w postaci zwartego płata na półwyspie Hajda. W strefie morąskich moren czołowych znajduje się 9 równoległych ułożonych wałów, wzgórz i pagórków, świadczących, o występującej tu recesji frontальной. Zaburzenia glacyjotektoniczne obserwowane w niektórych formach moren morąskich, mogą wskazywać, że pochodzą one z okresu awansu lądolodu. Badania wskazują, że spiętrzeniu uległy osady sandrowe, na które wkraczał lądolód, a więc mogło dochodzić do drobnych oscylacji podczas deglacjacji obszaru moren morąskich i książnickich. W tym czasie rynna jeziora Narie, była konserwowana przez martwe lody lodowcowe, na których powierzchni odbywał się proglacjalny przepływ wód roztopowych. W wyniku submarginalnego drenażu podlodowego rozwijane były dalej rynna niebrzydowska i mniejsze rynny na zapleczu moren książnickich.

Z zanikiem pokrywy lodowej na przedpolu moren morąskich i książnickich, a głównie na obszarze wysoczyznowym, związane było pozostawienie powierzchniowego pokładu gliny morenowej o zmiennej miąższości, uzależnionej od lokalnej morfologii podłoża.

4. Kolejny postój lądolodu miał miejsce w skrajnie północnej części obszaru badań na linii moren markowskich. Od tych moren biorą początek sandry w okolicach Strużyny (134-142 m n.p.m.), które kierują się początkowo na wschód, a następnie na południe. Rynna niebrzydowska, będąca północną częścią wspomnianego systemu rynnowego, była konserwowana płatami i bryłami pogrzebanego lodu, a na ich powierzchni zachodził konsekwentny przepływ wód roztopowych w kierunku południowym. Wody te płynęły również z kierunku północno-wschodniego i łączyły się z wodami płynącymi rynną niebrzydowską w obszarze pomiędzy Warkałkami, Niebrzydowem, Rojami a Bolitami Starymi. Stąd wspólnie odpływały na południe rynną jeziora Narie. Przyjmując za S. Kozarskim (1995) wiek fazy pomorskiej na 16200 lat BP można szacunkowo wyliczyć czas etapów postoju lądolodu w trakcie recesji. Okazuje się, że na południową granicę moren morąskich lądolód wycofał się ok. 15900 lat BP. Wskazywałoby to, że średnie tempo recesji wyniosło około 1 km na 30 lat.

5. Ostatnim etapem ściśle glacialnej ewolucji rzeźby w obszarze młodoglacjalnym okolic Morąga było wytapianie martwych i pogrzebanych, reliktowych lodów glacialnych. Efektem tego są rozległe obszary kemowo-wytopiskowe w rynnach jezior Morąg, Narie i na północ od jeziora Narie. Wytapiające się martwe lody spowodowały również silne przekształcenie rzeźby sandrowej. W wyniku wytapiania lodów konserwujących rynny i procesu redukcji zmarzliny powstały liczne jeziora, m.in. Narie, Morąg, Bartężek, Mildze, Wukśniki i inne.

Zakończenie formowania się rzeźby glacialnej w okolicach jeziora Narie miało miejsce z chwilą ostatecznego wytopienia martwych i pogrzebanych lodów.

3. Wnioski

W oparciu o przeprowadzone badania geomorfologiczne i sedymentologiczne, które doprowadziły do ustalenia morfogenezy tego obszaru sformułowano kilka wniosków. Najważniejsze to:

- Rzeźba podłoża podczwartorzędowego i ze starszych okresów glacialnych miała wpływ na wykształcenie niektórych form, a szczególnie rynny jeziora Narie, moren morąskich i książnickich związanych z subfazą kaszubsko – warmińską. Rynna jeziora Narie nawiązuje do form rynnowych lub dolinnych funkcjonujących już prawdopodobnie od schyłku zlodowaceń środkowopolskich (interglacjału ferdynandowskiego wg Trzmiela 2003) i odnawianych w okresie dalszej części plejstocenu.
- Rynna jeziora Narie stanowiąca główny element morfologiczny badanego obszaru jest rynną subglacialną o genezie glaciofluwialnej. Nie budzi również wątpliwości, że stanowiła ona bardzo ważne ogniwo hydrologiczne podczas glacji i deglacji badanego obszaru. Aktualny kształt rynny został jednak ostatecznie uformowany podczas awansu i zaniku ostatniego lądolodu w fazie pomorskiej.
- Wykształcenie lobalnego, a w tym obszarze głównie interlobalnego układu czoła masy lodowej oraz kierunek transgresji lądolodu było predysponowane topografią podłoża, a w szczególności ogólnym obniżeniem niecki jeziora Narie i wysoko wyniesionym półwyspem Kretowiny. Zapewne wpływ na blokowanie mas lodowych, jak i zapoczątkowanie lobalnego układu czoła odegrało Wzniesienie Elbląskie oraz prawdopodobnie wysoko wyniesiony obszar moren morąskich i książnickich.
- Recesja ostatniego lądolodu na analizowanym obszarze miała złożony charakter, co przejawia się większym zróżnicowaniem form marginalnych od dotąd rozpoznanych. Były one kształtowane w zmiennych warunkach dynamiki i bazalnego reżimu czoła lądolodu, jak również w zależności od budowy geologicznej podłoża i jego geomorfologii. Na podstawie

analizy geomorfologiczną i sedymentologiczną można na badanym terenie wyróżniono trzy (a nawet cztery) strefy marginalne:

Pierwszą związaną z maksymalnym zasięgiem lądolodu.

Drugą, recesyjną w stosunku do poprzedniej związaną z linią Tątlawki – Wilnowo – Bramka – Obuchowo.

Trzecią związaną z morenami morąskimi i ksiąznickimi, w której występuje szereg linii postojowych moren spiętrzonych, kontynuacją jej może być strefa związana z morenami markowskimi.

- Postglacjalne procesy rzeźbotwórcze odegrały znaczącą rolę w przekształceniu rzeźby glacialnej głównie na obszarze krawędziowym rynien polodowcowych. Spowodowały one silne rozczłonkowanie zboczy rynny, wykształciło się szereg form denudacyjnych takich jak: dolinki i niecki denudacyjne, liczne rozcięcia erozyjne, dolinki i niecki zawieszane, wąwozy i jary.

Literatura

- Aber J. S., Rusczyńska-Szenajch H., 1997, *Origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glaciotektonism in the southern Baltic region*, *Sedimentary Geology* 111, s. 119-134.
- Boulton G. S., 1996, *Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation*, *Journal of Glaciology*, vol. 42, s. 43-62.
- Galon R., Roszko L., 1961, *Extens of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice*, *Przegląd Geograficzny*, 34, 3, s. 347-367.
- Kamb B., 1987, *Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system*, *J. Geoph. Res.*, 92, B9, s. 9083-9100.
- Karasiewicz M. T., 2000, *Zasięg fazy pomorskiej zlodowacenia wisły między jeziorem Bartężek a jeziorem Narie (Pojezierze Iławskie)*, [w:] *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej*, Lublin 2000, s. 33-36.
- Karasiewicz M. T., 2005, *Rekonstrukcja zasięgu lądolodu fazy pomorskiej na podstawie badań geologicznych, geomorfologicznych i sedymentologicznych w rejonie jeziora Narie*, [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J., (red:) *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Kraków, s. 183-189.
- Karasiewicz M. T., 2006, *Zagadnienie maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistuliańskiego podczas fazy pomorskiej w otoczeniu jeziora Narie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-zachodniej*, Poznań, 20-21 marca 2006, s. 83-85.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wyd. Naukowe UAM Seria Geografia 66, ss. 214.
- Kondracki J., 1952, *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego*, *Biul. Inst. Geol.*, 65, s. 512-551.
- Kotański Z., 1997, *Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego w skali 1:750000*, PIG Warszawa.
- Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski, warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP)*, *Dokumentacja Geograficzna*, 1, ss. 82.
- Roman M., 1990, *Zlodowacenie Wisły w rejonie Bramki w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego*. *Kwartalnik Geologiczny*, 34, 2, s. 325-338.
- Roszkówna L., 1955, *Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego*, *Stud. Soc. Sc. Torun.*, Sec.C, 2, 2, s.35-95.
- Roszkówna L., 1956, *Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą*, *Stud. Soc. Sc. Torun.*, Sec. C, 3, 1.
- Roszko L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, *Prace Geograficzne IGPAN*, 74, Toruń, s. 65-96.
- Roszko L., 1973, *Grunwald – Frombork*, [w:] Niewiarowski W., *Przewodnik wycieczek*, XI Ogólnopolski Zjazd Geograficzny, Toruń 21-24 wrzesień 1973, UMK Toruń, s. 20-37.
- Szałamacha B., Trzmiel B., 2000, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50000*, arkusz Morąg, CAG, Warszawa
- Trzmiel B., 2003, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50000*, arkusz Boguchwały, CAG, Warszawa
- Walder J. S., Fowler A., 1994, *Channelized subglacial drainage over a deformable bed*, *Journal of Glaciology*, 40, s. 3-15.
- Wiśniewski E., 1971, *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*, *Prace Geograficzne, IG PAN*, 83, s. 7-95.
- Wiśniewski E., Karczewski A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, *Przegląd Geograficzny*, 50, 2, s. 269-289.