

Geneza rzeźby glacialnej i dynamika ostatniego lądolodu w rejonie Górzna i Lidzbarka (północno-środkowa Polska) na podstawie analiz geoprzestrzennych

Origin of glacial relief and the last ice sheet dynamics in the Górzno – Lidzbark area (north-central Poland) based on geospatial analyses

Marcin Sobiech, Wojciech Wysota

Katedra Geologii i Hydrogeologii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń, marcin.geo.umk@gmail.com

Zarys treści: Przedmiotem artykułu jest analiza rzeźby polodowcowej przeprowadzona w celu weryfikacji dotychczasowych poglądów dotyczących morfogenezy krajobrazu glacialnego w rejonie Górzna i Lidzbarka. Geoprzestrzenną i geostatystyczną analizę rzeźby terenu wykonano na podstawie szczegółowego Numerycznego Modelu Terenu (NMT). Opracowano syntetyczne mapy dokumentujące wyniki analiz oraz rozpoznano nowe i nieznane do tej pory formy rzeźby. W proksymalnej części sandru dobrzyńskiego udokumentowano dwa stożki sandrowe. Formy te były związane ze skoncentrowanymi wypływami wód roztopowych. Rezultaty badań wskazują na duże morfotwórcze znaczenie subglacialnych wód roztopowych w kształtowaniu rzeźby polodowcowej tego obszaru. Uzyskane wyniki sugerują większą dynamikę ostatniego lądolodu w czasie jego maksymalnego zasięgu oraz recesji niż do tej pory zakładano.

Słowa kluczowe: rzeźba glacialna, stożki sandrowe, analizy geoprzestrzenne, lądolód skandynawski, północno-środkowa Polska

Abstract: The aim of the article is an analysis of glacial relief was carried out to verify previous concepts on the origin of glacial landscape in the Górzno-Lidzbark area, central-north Poland. Geospatial and geostatistical analysis of the relief was carried out on the basis of a detailed Digital Terrain Model (DTM). Synthetic maps of the obtained results were prepared and new landforms of glacial topography were recognized. In the proximal part of the Dobrzyń sandur two typical outwash fans were documented. These landforms were associated with concentrated outflows of subglacial meltwaters. The study results indicate the large morphogenetic significance of subglacial meltwaters in glacial landscape origin in this area. It is suggested more dynamics of the ice sheet during its maximum extent and recession than it has been previously expected.

Key words: glacial landforms, outwash fans, geospatial analysis, Scandinavian ice-sheet, north-central Poland

Wstęp

Nowoczesna analiza rzeźby terenu z zastosowaniem metod systemów informacji geograficznej jest intensywnie rozwijanym nurtem badawczym w geomorfologii glacialnej (m.in. Dunlop, Clark 2006, Gustavson i in. 2008, Przybylski 2008, Spagnolo, Clark 2012, Spagnolo i in. 2012). Nakładające się i złożone układy form polodowcowych, szczególnie dawnych stref glaciomarginalnych, tworzą specyficzny zapis, który może być efektywnie odczytywany z wykorzystaniem nowoczesnych metod systemów

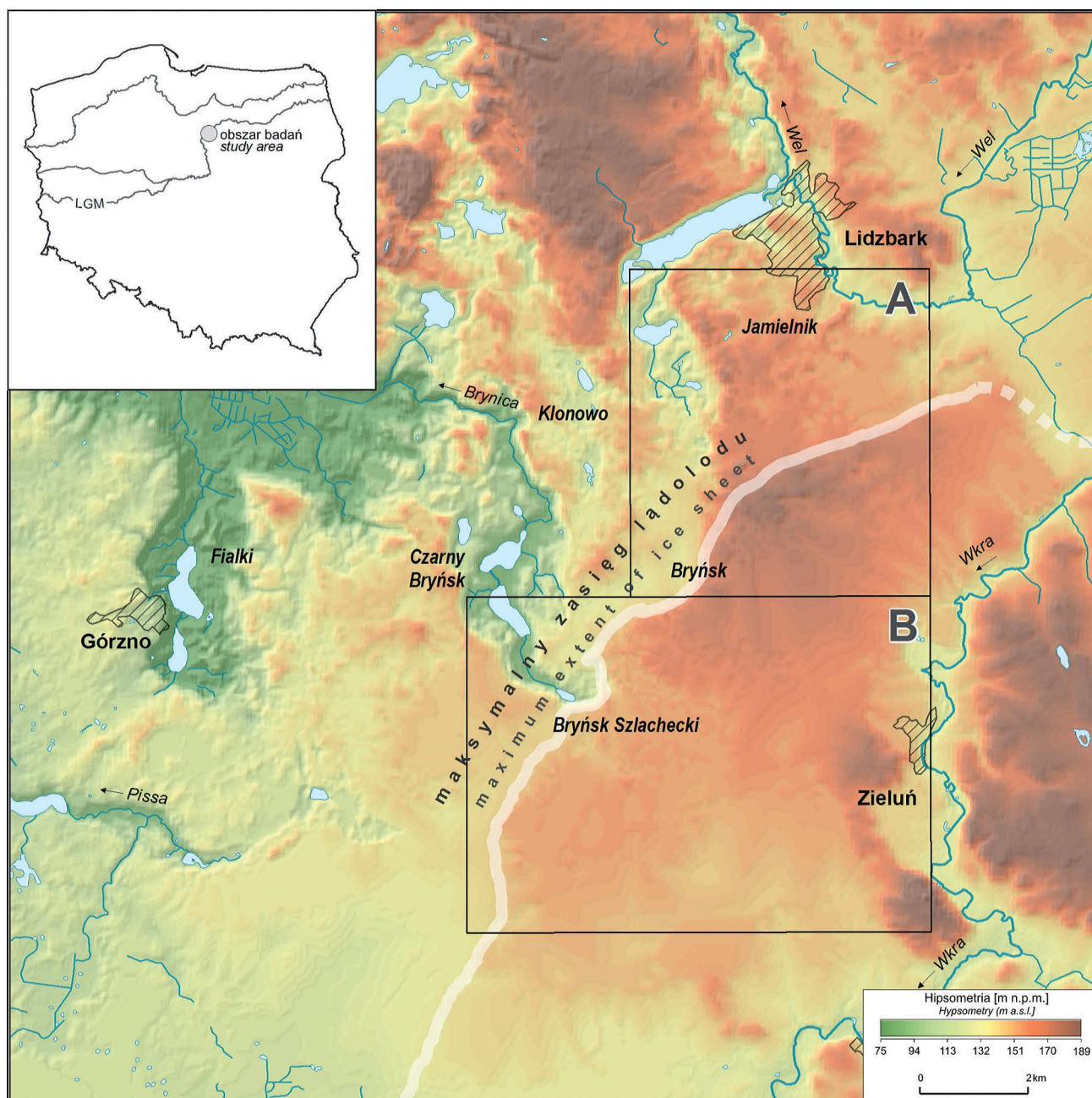
informacji geograficznej (m.in. Clark 1997, Lesseman i in. 2010). Rzeźba terenu na Niżu Polskim nie tworzy wyraźnych i czytelnych układów form w takim stopniu, jak udokumentowano to na innych obszarach zlodowoczonej w plejstocenie (m.in. Stokes, Clark 2003, Fisher i in. 2005). Często obserwuje się wzajemne nakładanie się form o różnej genezie i wieku, co dodatkowo utrudnia proces ich rozpoznania i interpretacji (Dunlop, Clark 2006). Szeroki wachlarz możliwych do zastosowania metod analiz geoprzestrzennych i geostatystycznych pozwala na coraz peł-

niejsze odczytanie informacji zapisanych w rzeźbie, a tym samym odtworzenie genezy i warunków jej kształtowania.

Obszar badań położony jest w północno-środkowej Polsce, na pograniczu Pojezierza Dobrzyńskiego, Garbu Lubawskiego i Równiny Urszulewskiej (Kondracki 1998). Prace badawcze obejmowały analizę rzeźby terenu w obrębie obszarów testowych – Borówno i Bryńsk, znajdujących się w szeroko rozumianej strefie marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego (ryc. 1).

Dominującym elementem w rzeźbie analizowanego terenu jest fragment sandru dobrzyńskiego, w obrębie którego występują dwa różnowiekowe poziomy sandrowe – wyższy i niższy (Kotarbiński 1967, Wysota 1992). Wyż-

szy poziom sandrowy kształtowany był głównie przez wpływy subglacjalnych wód roztopowych rynnami subglacjalnymi (lidzbarską i bryńską) podczas maksimum zasięgu ostatniego lądolodu (Wysota 1992, 1999). Niższy poziom sandrowy związany jest z depozycją osadów wodnolodowcowych w czasie młodszych faz recesji lądolodu. Nadrzędnym celem badań była szczegółowa analiza rzeźby glacialnej związanej z maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu w rejonie Górzna i Lidzbarka. Przeprowadzono ją w celu szczegółowego rozpoznania typów form rzeźby oraz weryfikacji dotychczasowych poglądów dotyczących jej formowania i dynamiki ostatniego lądolodu. Główne zadania badawcze obejmowały analizę przestrzennych relacji między elementami ukształtowania



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle ukształtowania terenu: A – obszar testowy Borówno, B – obszar testowy Bryńsk
 Fig. 1. Location of the research area on the relief: A – test area Borówno, B – test area Bryńsk

powierzchni terenu oraz kartowanie geoinformacyjne pojedynczych form i ich zespołów.

Metody badań

Podstawowym materiałem do badań był numeryczny model terenu (NMT). Ponieważ jakość fotogrametrycznych danych wysokościowych z uwagi na występującą tu pokrywą leśną okazała się niezadowalająca, opracowano własną szczegółową bazę danych wysokościowych. Proces badawczy prowadzono w kilku etapach.

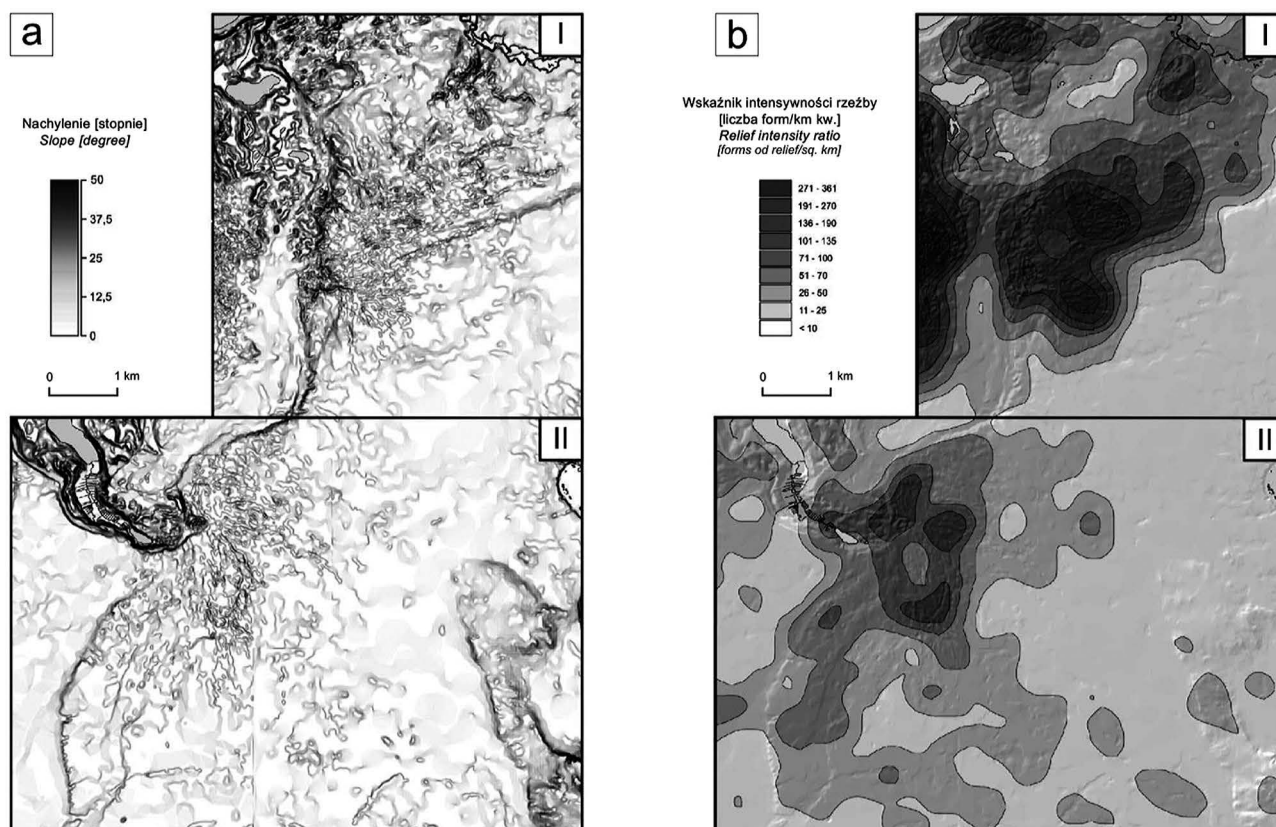
Początkowy etap prac obejmował analizę publikacji dotyczących obszaru badań oraz zgromadzenie materiałów kartograficznych, w tym map topograficznych w skali 1:10 000, map geologicznych w skali 1:50 000 (Niewiarowski, Wysota 1995, Wysota 1999, Kotarbiński 2000, 2001), szkiców geomorfologicznych (Niewiarowski, Wysota 2000, Wysota 2002) oraz map podłoża czwartorzędu (Niewiarowski, Wysota 2000, Wysota 2002). Materiały kartograficzne zostały przetworzone do postaci rastrowej, skalibrowane i zestawione w zbiorczej, georeferencyjnej bazie danych.

Wstępny etap prac obejmował opracowanie szczegółowego numerycznego modelu terenu na bazie map topograficznych 1:10 000. Zdigitalizowane warstwy, punkty wysokościowe i pikietki przetworzono poprzez

interpolację metodą naturalnego sąsiada do postaci rastrowego modelu terenu o wielkości oczka siatki 8×8 m. Rozdzielczość modelu została określona przez autora (Sobiech 2012) na podstawie zmodyfikowanego wzoru Hengla (por. Abarcy 2006).

W dalszej kolejności przeprowadzono analizy opracowanego numerycznego modelu terenu pod kątem morfometrii i przestrzennego uporządkowania rzeźby. Prace składały się z etapu podstawowego, podczas którego wykorzystywano pierwotne parametry NMT, oraz etapu rozszerzonego, obejmującego analizy przestrzenne form rzeźby terenu. Wielu informacji dostarczyły obserwacje obrazów hipsometrycznych z zastosowaniem przejaskrawionej skali barw, umożliwiającej wychwycenie drugorzędnych układów form rzeźby terenu. W celu wskazania głównych rysów rzeźby wykorzystano obrazy cieniowanej rzeźby o zmiennym kierunku i wysokości oświetlenia (deklinacji i inklinacji), które analizowano pod kątem występowania lineamentów topograficznych (m.in. DeMeers 2002, Cooper 2003, Chodyń 2004, Ewertowski, Rzeszewski 2006, Bloundon i in. 2009, Brzezińska-Wójcik i in. 2010, Ozimkowski 2010, Greenwood, Klemann 2010, Broscoe i in. 2011).

Wyodrębnienie pewnych szczegółów morfologicznych, przede wszystkim krawędzi terenowych, oparto na interpretacji modelu nachyleń stoków (ryc. 2a). Badania na bezpośrednich pochodnych modelu rozbudowano



Ryc. 2. Mapy wynikowe analizy nachyleń stoków (a) i wskaźnika intensywności rzeźby (b)

I – obszar testowy Borówno, II – obszar testowy Bryńsk

Fig. 2. Maps of the results of slope analysis (a) and relief intensity ratio (b)

I – test area Borówno, II – test area Bryńsk

o ekstrakcję rzeźby, analizy koncentracji lineamentów i występowania form rzeźby, a także geometrii obniżeń. W celu ujawnienia stref/układów morfologicznych o względnie zorientowanej strukturze przeprowadzono ekstrakcję rzeźby bazującą na wydzieleniu fragmentów powierzchni cieniowanego modelu terenu przy bardzo niskim kącie oświetlenia ($\alpha=0^\circ$). Dla uzyskania optymalnego obrazu eksperymentalnie wybrano klasyfikację rastra z zastosowaniem wielkości przedziałów równych średniej arytmetycznej, powiększonej o wartość jednego odchylenia standardowego. Wybrana wielkość eliminowała powierzchnie płaskie lub nieznacznie nachylone (Sobiech 2012). Ponadto wykorzystano mapy gęstości lineamentów, wskazujące strefy o zorientowanej topografii, oraz opracowano wymierny wskaźnik „intensywności rzeźby”. Wskaźnik opisuje gęstość form ukształtowania powierzchni terenu (wypukłych i wklęsłych) w przeliczeniu na jednostkę powierzchni. Przetworzono rastrowy model terenu narzędziami analizy hydrologicznej, wyodrębniło wszystkie obniżenia i wyniesienia terenowe, a następnie przekonwertowano do postaci punktowych danych wektorowych. Uzyskany zbiór danych analizowano pod kątem zagęszczenia form wypukłych i wklęsłych, czego efektem stała się mapa poziomej zmienności rzeźby (ryc. 2b). Przestrzenna analiza geometrii i układów obniżeń występujących na powierzchni terenu stanowiła przesłankę do wnioskowania o ich genezie.

Kartowanie geoinformacyjne (Berlant 2000) wykonano w oparciu o wyniki analiz i opracowaną bazę danych geologiczno-geomorfologicznych dokumentujących występowanie zespołów form rzeźby.

Wyniki

Analiza rzeźby terenu w obrębie badanego obszaru ujawniła nowe, nieznanne do tej pory cechy rzeźby polodowcowej związanej z maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu skandynawskiego.

Bazując na mapach hipsometrycznych z przejaskrawioną skalą barw, szczegółowo udokumentowano topografię krawędzi morfologicznej wyznaczającej maksymalny zasięg lądolodu (Wysota 1992, 1999, Sobiech 2012). W północnej części forma ta ma 5–7 m wysokości względnej i orientację NEE–SWW, natomiast na południe od Borówna jej bieg zmienia się na NE–SW, a wysokość względna wzrasta do 5–15 m (ryc. 3A1). W rejonie Bryńska Szlacheckiego skarpa jest niższa (3–4 m) i porożciniana niewielkimi suchymi dolinkami. W obrębie krawędzi udokumentowano drugorzędny poziom morfologiczny – listwę sandrową (ryc. 3A2). Poziom ten występuje sporadycznie w centralnej i południowej części formy. W części północnej, na południe od Borówna, jest to wyraźna, szeroka na prawie 500 m powierzchnia, urozmaicona licznymi, niewielkimi obniżeniami. Nachylenie stoków skarpy jest zróżnicowane przestrzennie. Największe spadki terenu (12–15°) obserwuje się w najwyższej części formy w rejonie Bryńska Kolonii (ryc. 2a, 3A3).

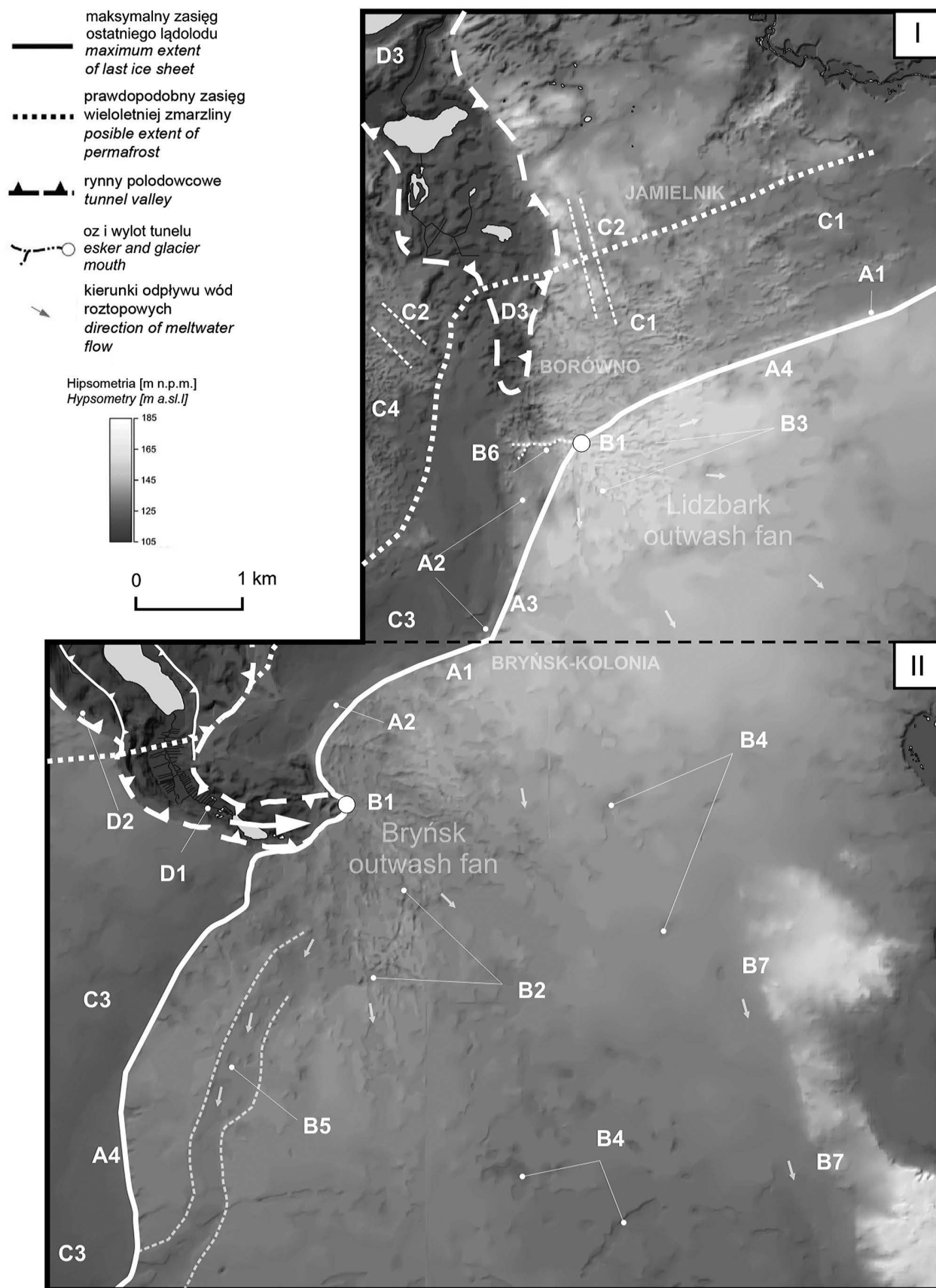
W obrębie północnego i południowego odcinka skarpy jej nachylenie jest niższe, maksymalnie do 7° (ryc. 3A4).

Wyższy poziom sandru dobrzyńskiego występuje na wschód od krawędzi morfologicznej. Jego korzeniowa partia na południe od Borówna wznosi się na wysokość 140–160 m n.p.m. i kontrastuje z niżej położoną (145–150 m n.p.m.) powierzchnią w rejonie Bryńska Szlacheckiego. W północnej części przybiera charakter wypukłej formy terenu w kształcie stożka. U wylotu rynny bryńskiej w topografii przeważają złożone zespoły wachlarzowato układających się, wydłużonych form wklęsłych, nadających całej powierzchni terenu obniżony charakter. Osie obniżeń terenowych, zarówno w północnej, jak i centralnej części sandru, zbiegają się w charakterystycznych punktach węzłowych (ryc. 3B1). W rejonie Borówna jest to wyraźne wygięcie w przebiegu krawędzi morfologicznej, natomiast w części południowej osie form zbiegają się u wylotu rynny bryńskiej. Analiza rzeźby terenu ujawniła przestrzenne zróżnicowanie geometrii obniżeń. Formy dłuższe (do 2 km) i o większej głębokości (ok. 5 m), obserwowane w rejonie Bryńska (ryc. 3B2), kontrastują z płytszymi (2–3 m) i wyraźnie mniejszymi obniżeniami w sąsiedztwie Borówna (ryc. 3B3). Głębokość obniżeń zauważalnie zmniejsza się w partii dystalnej sandru, gdzie znajdują się płytkie zagłębienia o owalnym zarysie (ryc. 3B4). Południową część wyższego poziomu sandrowego rozcina równoległa do krawędzi sandru płytka dolina wód roztopowych (2–3 m głębokości; ok. 300 m szerokości), rozpoczynająca się w strefie proksymalnej sandru u wylotu rynny bryńskiej (ryc. 3B5).

Z wyższym poziomem sandrowym w rejonie Borówna stowarzyszona jest forma wałowa. Część proksymalna tej formy składa się z dwóch drugorzędnych wałów łączących się w jeden w jego części dystalnej. Długość całej formy dochodzi do 500 m, a jej szerokość jest zmienna i wynosi 40–55 m. Od podstawy do grzbietu forma ma 11–12 m wysokości (ryc. 3B6). Kulminacja wału znajduje się na poziomie proksymalnej części sandru, tj. 161–162 m n.p.m.

We wschodniej części wyższego poziomu sandru występuje ostańcowe wzgórze morenowe, które wznosi się do wysokości 184 m n.p.m. (ryc. 3B7). Zachodnie stoki tej formy charakteryzują się większym nachyleniem i wyraźniejszym przebiegiem niż wschodnie, które stopniowo przechodzą w otaczającą je równinę sandrową. Na północ od skarpy wyższego poziomu sandrowego występuje obniżona powierzchnia sandrowa o bardzo zróżnicowanej topografii. W jej obrębie udokumentowano zarówno obszary płaskie, jak i charakteryzujące się bardzo zróżnicowaną morfologią. W rejonie Jamielnika występuje zespół równoległych do siebie wałów i obniżeń (ryc. 3C1). Długość wałów dochodzi do 500–600 m, a ich szerokość nie przekracza 100 m. Deniwelacje sięgają 5–7 m. W obrębie tego zespołu form ujawniają się ślady długich (ok. 1 km) i wąskich (do 100 m) wałów o przebiegu prostopadłym do krawędzi sandru (ryc. 3C2).

Na zachód od krawędzi morfologicznej znajduje się niższy poziom sandrowy, którego powierzchnia urozma-



Ryc. 3. Rzeźba strefy marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu
 I – obszar testowy Borówno, II – obszar testowy Bryńsk; objaśnienia symboli literowych w tekście
Fig. 3. Relief of marginal zone of the maximum extent of the last ice sheet
 I – test area Borówno, II – test area Bryńsk; explanation of the letter symbols in the text

icona jest rozległymi i płytkimi obniżeniami (ryc. 3C3). Na zachód od rynny lidzbarskiej powierzchnia niższego poziomu sandru kontaktuje się ze strefą pagórkowatej rzeźby terenu o dużej poziomej zmienności form, do prawie 300 form km⁻² (ryc. 2b) i o deniwelacjach do 3–7 m (ryc. 3C4). Na obszarze tym występuje również ukierunkowanie form zgodne z kierunkiem ruchu lodu (ryc. 3C2).

Południowa część niższego poziomu sandrowego jest płaską, monotonną równiną (deniwelacje do 2 m) ze słabo zarysowanymi się obniżeniami. W centralnej części tego obszaru powierzchnia niższego poziomu sandrowego rozcięta jest przez głęboko (do 40 m) wciętą rynnę bryńską (ryc. 3D1). Forma ta ma wyraźnie dwudzielny charakter. Jej część północna to szeroka (ok. 2 km) rynna o wyraźnych krawędziach. Ku południowemu wschodowi przechodzi ona w wąskie (150–200 m) i głębokie (do 30 m) obniżenie. Zmiana kształtu, rozmiarów i cech morfometrycznych rynny bryńskiej następuje na niewielkiej przestrzeni. W obrębie zboczy rynny występuje kilka drugorzędnych poziomów morfologicznych, które dodatkowo podkreślają dwudzielny charakter jej końcowego odcinka. Wzdłuż południowego zbocza rynny ciągnie się wąska, do 100 m, listwa sandrowa (ryc. 3D2), która przechodzi na jej północne zbocze. Profil podłużny rynny bryńskiej jest nierówny. Występują tu progi morfologiczne i przegłębienia wypełnione wodami jezior. Nachylenie zboczy rynny wynosi średnio 10–15°, a w jej końcowym odcinku 25–30° (ryc. 2a).

Morfologia zakończenia rynny lidzbarskiej położonej w północnej części obszaru badań jest odmienna. Znajduje się tu ciąg różnej wielkości obniżeń o głębokości 3–10 m, zajętych przez niewielkie jeziora lub równiny biogeniczne (ryc. 3D3). Forma rynnowa kontaktuje się prawie prostopadle (70°) z wałem w rejonie Borówna. W części końcowej zbocza mają zróżnicowaną wysokość: wschodnia część jest wyższa – do 15 m, natomiast zachodnia niższa – do 6–8 m.

Interpretacja wyników i dyskusja

Badania potwierdziły występowanie i przebieg form polodowcowych z maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu na wschód od Górzna. W topografii terenu najwyraźniej zaznaczają się rynny polodowcowe, przecinające obszar badań w jego północnej i centralnej części.

Analiza geometrii wytopisk w strefie niższego poziomu sandrowego na południe od Jeziora Lidzbarskiego sugeruje, że wylot rynny lidzbarskiej zlokalizowany był w pobliżu krawędzi morfologicznej (ryc. 3D3). Najprawdopodobniej drenaż subglacjalnych wód roztopowych rynną lidzbarską odbywał się tuż po osiągnięciu przez czoło lądolodu linii maksymalnego zasięgu. Po zaniku drenażu rynna została wypełniona lodem i zakonserwowana. W czasie recesji lądolodu wody roztopowe deponowały materiał piaszczysty przed jego czołem, konserwując bloki lodowe wypełniające rynnę. Wytopienie pogrzebanego lodu spowodowało obniżenie powierzchni sandru spoczy-

wającego na lodzie i powstanie obniżeń rozdzielonych piaszczystymi grzbietami. Takie ekshumowane na obszarach sandrowych rynny, będące śladami dawnych tuneli subglacjalnych, rozpoznane zostały w północnej części USA (Kehew i in. 2005, Kehew, Kozłowski 2007). Określane są one jako *palimpsest tunnel channels*.

Wykształcenie rynny bryńskiej (ryc. 3D1) sugeruje zmianę warunków drenażu subglacjalnego na kontakcie z czołem lądolodu. Geometria szerszej części rynny wskazuje, że istniały warunki do bocznego przemieszczania się kanałów subglacjalnych i poszerzania obniżenia (Clayton i in. 1999, Kehew i in. 2012). Morfologia zakończenia rynny bezpośrednio kontaktującej się ze skarpą sedymentacyjną wskazuje, że wody roztopowe przebiegały się wąskim kanałem w stronę czoła lądolodu. Wyraźna zmiana geometrii rynny może sugerować zmianę warunków termodynamicznych na kontakcie lodu i podłoża. Przypuszcza się, że brzeżna część lądolodu mogła być przymarznięta do podłoża. Na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu oraz we wschodniej części lobu Wisły występują przekonujące ślady wieloletniej zmarzliny w postaci struktur klinów mrozowych oraz osadów peryglacjalnych. Udokumentowano je na stanowiskach Grążawy i Obórki we wschodniej części Pojezierza Dobrzyńskiego (Wysota 1992, Narloch i in. 2013) oraz na stanowisku Nieszawa we wschodniej części Wysoczyzny Kujawskiej (Wysota, Molewski 2011, Narloch i in. 2013). Sięgający pod lądolód klin wieloletniej zmarzliny utrudniał drenaż wód subglacjalnych i ograniczał lateralną mobilność tunelu (Hooke, Jennings 2006, Kehew i in. 2012).

Proksymalna część sandru dobrzyńskiego złożona jest z dwóch sąsiadujących ze sobą stożków sandrowych (bryńskiego i lidzbarskiego) związanych z drenażem subglacjalnych wód roztopowych u wylotu tuneli subglacjalnych – rynny bryńskiej i wału Borówna/rynną lidzbarskiej. Ukształtowanie powierzchni stożków sandrowych wykazuje wzajemne podobieństwo. Ich partie proksymalne są rozcięte przez system koryt dystrybucyjnych, którymi odpływały wody roztopowe (Wysota 1992, 1999, Sobiech 2012). Geometria koryt i ich głębokość sugerują, że intensywniejsze wypływy występowały u wylotu rynny bryńskiej (ryc. 3B2). Zachowanie się śladów dawnych przepływów w morfologii sandru było najprawdopodobniej możliwe dzięki ich konserwacji przez lód nalodziowy. Formy tego typu opisywane były z obszarów Pomorza (Kozarski 1977, 1995, Błaszkiwicz 1998, Bukowska-Jania 2003). Charakter wypływów wód i ich energia są na obecnym etapie badań trudne do oszacowania.

Kształt formy wałowej w Borównie, jej cechy morfologiczne i morfometryczne wskazują, że jest to oz, u którego wylotu został uformowany marginalny stożek sandrowy (ryc. 3B6). Orientacja poprzeczna ozu w stosunku do rynny lidzbarskiej sugeruje, że tunel subglacjalny typu R funkcjonował w ostatnim etapie postoju czoła lądolodu, już po zaniku drenażu wód subglacjalnych kanałem typu N (na linii rynny lidzbarskiej). Rozgałęzienie proksymalnej części ozu na dwa ramiona wskazuje na zbieganie się dwóch tuneli subglacjalnych typu R, co jest charak-

terystyczne dla dendrytycznych systemów drenażu subglacialnego (Röthlisberger 1972).

Układ równoległych do siebie wyniesień i depresji obserwowanych w rejonie Jamielnika sugeruje akumulację osadów sandrowych na pogrzebanym lodzie (Wysota 1992, 1999). Zespół tych form prawdopodobnie nawiązuje do struktury lodu w brzeżnej partii czoła lub jest wynikiem depozycji w strefie wałów lodowo-morenowych (ryc. 3C1). Przypuszcza się, że podczas maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu na tym obszarze jego brzeżna część mogła być również przymarznięta do podłoża.

Morfologia i cechy morfometryczne wydłużonych form rzeźby terenu w rejonie Jamielnika (ryc. 3C2) oraz ich relacja do przebiegu krawędzi lądolodu sugerują, że prawdopodobnie są to formy typu megafłutingów (Rose 1987). Wykształcenie zespołu pagórków i obniżień w obrębie płata morenowego na zachód od Borówna świadczy o ich supraglacialnej genezie (ryc. 3C4). Osady morenowe były tu częściowo składane na pogrzebanym lodzie, a po jego wytopieniu powstała nieregularna rzeźba powierzchni. Zespoły nieregularnych wyniesień o takiej genezie określane są jako formy typu *uncontrolled hummocky moraine* (Bonne, Eyles 2001, Carlson i in. 2005).

Podsumowanie

W wyniku przeprowadzonych badań rozpoznano nowe formy rzeźby terenu, m.in. oz w Borównie, częściowo pogrzebane megafłutingi, złożoną morfologię rynny bryńskiej oraz rzeźbę typu *uncontrolled hummocky moraine*. Podczas postępu lądolodu na linii jego maksymalnego zasięgu (skarpa sedymentacyjna), a być może także w ostatniej fazie transgresji, funkcjonował wydajny system drenażu subglacialnego poprzez tunele subglacialne typu N i R. Rozwój rynien subglacialnych zachodził na drodze lateralnej migracji głównego kanału podlodowcowego, kształtującego większe, złożone formy typu *tunnel valleys*. Podczas transgresji i postępu ostatniego lądolodu (ok. 19–18 ka BP; Wysota, Molewski 2011) na jego przedpolu istniała prawdopodobnie wieloletnia zmarzlina. Rzeźba terenu na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu w rejonie Jamielnika oraz wykształcenie geomorfologiczne rynny bryńskiej mogą sugerować, że brzeżna część lądolodu była przymarznięta do podłoża (Sobiech 2012). Udokumentowane formy i ich zespoły wskazują, że dynamika lodu w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego była bardziej zróżnicowana niż do tej pory zakładano. Na stosunkowo niewielkim obszarze obserwuje się mozaikę form świadczących o znacznej mobilności lodu i wiodącej morfotwórczej roli wód roztopowych. Uzyskane wyniki wskazują na potrzebę dalszych kompleksowych badań przede wszystkim w celu bardziej szczegółowego poznania mechanizmu drenażu subglacialnego i dynamiki wód roztopowych podczas formowania stożków sandrowych.

Analiza numerycznych modeli terenu z zastosowaniem metod systemów informacji geograficznej wykazała

ich dużą przydatność do szczegółowej identyfikacji rzeźby polodowcowej w rejonie Górzna i Lidzbarka.

Literatura

- Abarca M., 2006. Lineament extraction from digital terrain models. Case Study San Antonio del Sur Area, South-Eastern Cuba. PhD Thesis. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation.
- Berlant A., 2000. Kartowanie geoinformacyjne – koncepcja i podstawy geograficzne. *Polski Przegląd Kartograficzny* 32(1): 3–10.
- Bloundon P., Bell T., Batterson M., 2009. An evaluation of SRTM digital elevation data for glacial landform mapping in New Founland. *Geological Survey* 09(1): 289–303.
- Błaszkiwicz M., 1998. Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. *Dokumentacja Geograficzna* 10.
- Boone S. J., Eyles N., 2001. Geotechnical model for great plains hummocky moraine formed by till deformation below stagnant ice. *Geomorphology* 38: 109–124.
- Broscoe D., Cummings D.I., Russell H.A.J., Sharpe D.R., 2011. A semi-automated esker detection method (EDM) for improved quantification of glaciated landscapes. *Geological Survey of Canada, Technical Note* 2.
- Brzezińska-Wójcik T., Gawrysiak L., Chabudziński Ł., 2010. Metody morfometryczne w badaniach geomorfologicznych regionu lubelskiego. *Landform Analysis* 12: 7–22.
- Bukowska-Jania E., 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węglanu wapnia w środowisku przyrodniczym. *Prace Nauk. UŚ, Sosnowiec*.
- Carlson A.E., Mickelson D.M., Principato S.M., Chapel D.M., 2005. The genesis of the northern Kettle Moraine, Wisconsin. *Geomorphology* 67: 365–374.
- Chodyń R., 2004. Zastosowanie cyfrowego modelu terenu (DEM) w badaniach geologicznych na przykładzie obszaru między Dobczycami a Mszaną Dolną. *Przegląd Geologiczny* 52(4): 315–320.
- Clark C.D., 1997. Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. *Quaternary Science Reviews* 16(9): 1067–1092.
- Clark C.D., Hughes A.L.C., Greenwood S.L., Spagnolo M., Ng F.S.L., 2009. Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews* 28: 677–692.
- Clayton L., Attig J.W., Mickelson D.M., 1999. Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. *Geol. Soci. of America, Special Paper* 337: 69–82.
- Cooper G.R.J., 2003. Feature detection using sun shading. *Computers & Geosciences* 29: 941–948.
- DeMers M.N., 2002. GIS modeling in raster. *New Mexico State University, John Wiley & Sons, Inc.*
- Dunlop P., Clark C.D., 2006. The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews* 25: 1668–1691.
- Ewertowski M., Rzeszewski M., 2006. Using DEM to Recognize Possible Minor Stays of Vistulian (Weichselian) ice-sheet Margin in the Wielkopolska Lowland. *Proceedings of International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling, Nanjing*.
- Fisher T.G., Jol H.M., Boudreau A.M., 2005. Saginaw Lobe tunnel channels (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews* 24: 2375–2391.
- Greenwood S.L., Kleman J., 2010. Glacial landforms of extreme size in the Keewatin sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 29: 1894–1910.
- Gustavsson M., Seijmonsbergen A.C., Kolstrup E., 2008. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology* 95: 335–349.
- Hooke R.LeB., Jennings C.E., 2006. On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25: 1364–1372.

- Kehew A.E., Beukema S.P., Bird B.C., Kozłowski A.L., 2005. Fast flow of the Lake Michigan Lobe: evidence from sediment – landform assemblages in southwestern Michigan, USA. *Quaternary Science Review* 24: 2335–2353.
- Kehew A.E., Kozłowski A.L. 2007. Tunnel Channels of the Saginaw Lobe, Michigan, USA. *Applied Quaternary research in the central part of glaciated terrain. Geological Survey of Finland, Special Paper* 46: 69–78.
- Kehew A.E., Piotrowski J.A., Jørgensen F., 2012. Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth Science Reviews* 113(1–2): 33–58.
- Kondracki J., 1998. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Kotarbiński J., 1967. Morfologia doliny Wkry między Zieluniem a Bieżuniem. *Przeгляд Geograficzny* 39(2): 83–390.
- Kotarbiński J., 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Żuromin (326). PIG, Warszawa.
- Kotarbiński J., 2001. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Skrwilno (325). PIG, Warszawa.
- Kozarski S., 1977. Ukierunkowane wytopiska na sandrach. *Studia Geologica Polonica* 52: 235–250.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka – 10 ka BP). IGI PZ PAN, Wrocław.
- Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010. “Glacial curvilinearizations”: New glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorphology* 120: 153–161.
- Narloch W., Wysota W., Piotrowski J.A., 2013. Sedimentological record of subglacial conditions and ice sheet dynamics of the Vistula Ice Stream (north-central Poland) during the Last Glaciation. *Sedimentary Geology* 293: 30–44.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Górzno (286). PIG, Warszawa.
- Niewiarowski W., Wysota W., 2000. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Górzno (286). PIG, Warszawa.
- Ozimek W., 2010. Wpływ kierunku iluminacji na wyniki geologicznej interpretacji DEM – przykłady z Karpat Zachodnich. *Przeгляд Geologiczny* 58(9/2): 862–869.
- Przybylski B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas* 37: 286–296.
- Rose J., 1987. Drumlins as parts of glacier landform continuum. W: J. Menzies, S. Rose (red.), *Drumlin Symposium*. Balkema, Rotterdam: 103–116.
- Röthlisberger H., 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11(62): 177–203.
- Sobiech M., 2012. Geneza rzeźby glacialnej i dynamika ostatniego lądolodu w rejonie Górzna. MS, Archiwum UMK, Toruń.
- Spagnolo M., Clark C.D., 2012. A geomorphological overview of glacial landforms on the Icelandic continental shelf. *Journal of Maps* 5(1): 37–52.
- Spagnolo M., Clark C.D., Hughes A.L., 2012. Drumlin relief. *Geomorphology* 153–154(1): 179–191.
- Stokes C.R., Clark C.D., 2003. The Dubawnt Lake palaeo-ice stream: evidence for dynamic ice sheet behaviour on the Canadian Shield and insights regarding the controls on ice-stream location and vigour. *Boreas* 32: 263–279.
- Wysota W., 1992. Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego. MS, Archiwum UMK, Toruń.
- Wysota W., 1999. Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mideastern Chełmno-Dobryzn Lakeland, northern Poland. *Geological Quarterly* 43(2): 189–202.
- Wysota W., 2002. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Lidzbark Welski (287). PIG, Warszawa.
- Wysota W., Molewski P., 2011. Chronologia i zasięgi nasunięcia lądolodu na obszarze lobu wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. *Przeгляд Geologiczny* 59(3): 214–225.