

ZASTOSOWANIE FORM MORFOMETRYCZNYCH DO ANALIZY ZRÓŻNICOWANIA WYBRANYCH TYPÓW POWIERZCHNI NA OBSZARACH MŁODOGLACJALNYCH

ADAM DĄBROWSKI, JAROSŁAW JASIEWICZ

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań

Abstract: This paper aims to test the possibility of using a simplified classification of land forms using principles of machine vision (geomorfons – Jasiewicz, Stepinski 2013) to analyze the types of young-glacial surface areas. In the analysis we appointed 31 test areas relevant to the 8 main types of surface (valleys bottoms, outwash plains, flat and undulated glacial moraine of small and large scale, moraine hills and edge zones). Also we run several statistical analysis to test whether different types of surface can be identified on the basis of the inventory forms. The analysis showed limited interpretiveness of the method and allowed us to identify the main reasons for those limitations. We also signaled and outlined main research directions that should be taken to remove these restrictions in the future.

Keywords: young glacial surfaces, geomorphones, machine vision, geomorphometry of lowlands

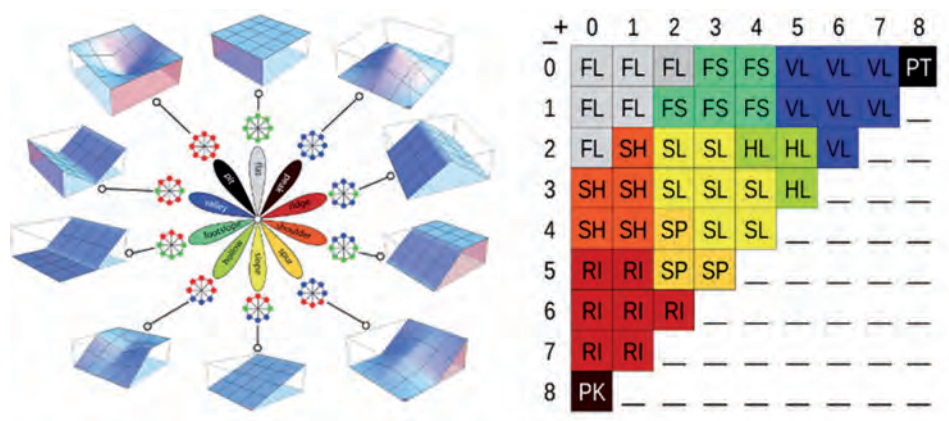
WSTĘP

Dzięki dynamicznemu rozwojowi technologii informacyjnych dysponujemy coraz lepszymi źródłami danych niezbędnych do pełniejszego zrozumienia otaczającego nas świata. W geomorfologii przełomowym momentem, zmieniającym sposób patrzenia na badania powierzchni Ziemi, było pojawienie się cyfrowego modelu wysokościowego (Miller, Laflamme, 1958, US Map Service, 1963) – reprezentacji powierzchni Ziemi zapisanej w postaci macierzy wysokości. Skutkiem tej rewolucji było pojawienie się nowych metod przetwarzania i analizowania ukształtowania powierzchni Ziemi, opartych przede wszystkim na analizie parametrów terenu pozyskanych w wyniku matematycznych przekształceń cyfrowego modelu wysokościowego (Evans 1972; Krocho 1973). Wykorzystując komputery do automatyzacji badań, przyspieszono prace związane z kameralną analizą danych kartograficznych (Żynda 1976), przede wszystkim w zakresie obliczania cech mierzalnych pozyskiwanych w przeszłości z map topograficznych.

Dotychczasowe metody klasyfikacji form oparte były na określaniu właściwości morfometrycznych za pomocą pochodnych terenu wynikających wprost

z pryncypiów geometrii różniczkowej (Evans 1972; Shary 2002). W tym modelu rzędna terenu z traktowana jest jako realizacja pewnej funkcji $z = f(x, y)$, gdzie x i y to współrzędne punktu w dowolnym układzie odniesienia (Hengl, Evans 2009). Ponieważ powierzchnia terenu w praktyce nie może być odwzorowana jedną funkcją parametryczną, z której można obliczyć pochodne, stosuje się lokalne przybliżenia do wielomianu kwadratowego w ruchomym oknie, dla których oblicza się pochodne z ustalonych wzorów (Pike 1988). O ile to podejście dobrze odwzorowuje lokalną geometrię powierzchni, nie zawsze jest zgodne ze sposobem postrzegania terenu przez człowieka. Jasiewicz i Stepinski (2011, 2013) zaproponowali nową metodę klasyfikowania form terenu, której podstawą są pryncypia widzenia maszynowego. W przeciwieństwie do klasyfikacji opartej na geometrii różniczkowej (Dikkuu 1989) bazą rozpoznawania form nie są obliczenia pochodnych, ale bezpośrednie dopasowanie reprezentacji dowolnego punktu powierzchni do jednego z 10 wzorców reprezentujących elementarne formy terenu (ryc. 1).

Młodooglądalna strefa nizin sprawia wiele problemów w analizie morfometrycznej za pomocą pochodnych wyliczanych w ramach pryncypiów geometrii różniczkowej (Ławniczak 1995, 2003; Dmowska 2007). Geomorfologia



Ryc. 1. Wzorcowe formy elementarne stosowane w klasyfikacji geomorfometrycznej (Jasiewicz, Stepinski, 2013)

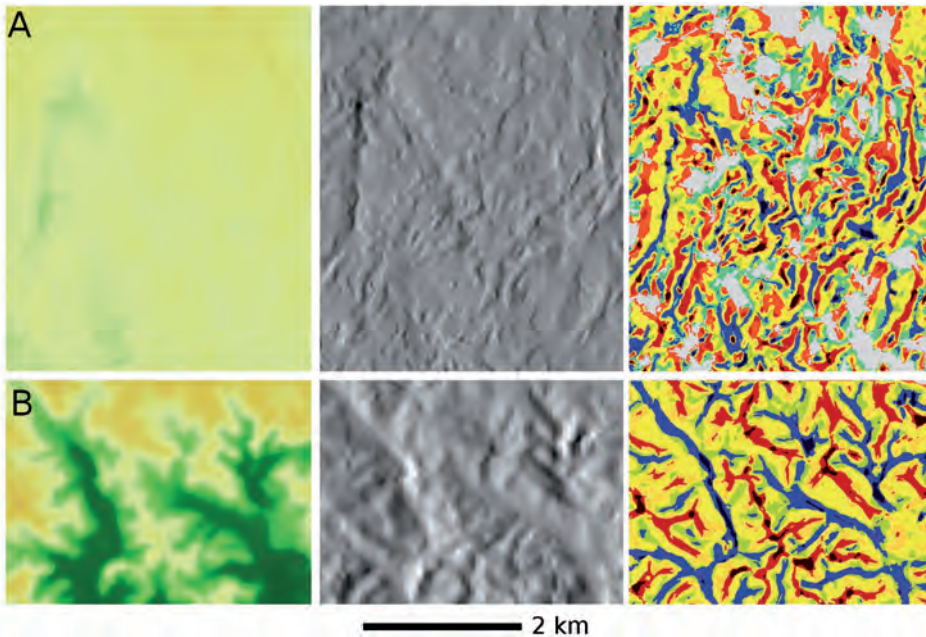
FL – obszar płaski (flat); PK – lokalny szczyt (peak); RI – grzbiet (ridge); SH – górny załom stoku (shoulder); SP – ostroga (spur); SL – stok płaski (slope); HL – niecka (hollow); FS – dolny załom stoku (footslope); VL – dolina (valley); PT – lokalne zagłębienie (pit); B: liczba „+” i „-” we wzorcu dla każdej formy; kolorystyka użyta w tej rycinie stosowana jest w innych rycinach niniejszej pracy

Fig. 1. Standard elementary forms used in the geomorphometric classification (by Jasiewicz, Stepinski 2013)

FL – flat area (flat), PK – local peak, RI – ridge, SH – bend the upper slope (shoulder), SP – spur, SL – flat slope (slope), HL – hollow, FS – bend lower slope (footslope), VL – valley, PT – local pit, B: large “+” and “-” in the pattern for each form; the colors used in the figure were also used in the other figures of this paper

obszarów młodoglacjalnych to przede wszystkim klasyfikacja genetyczna typów powierzchni (Price i in. 1973). Współczesna mapa geomorfologiczna obejmuje zestaw form będący mieszaniną terminów zarówno genetycznych (morena dena falista, pagórki morenowe), jak i niegenetycznych, na przykład stoki i załomy (zob. Krygowski 1961). Klasyczna geomorfometria, zgodna z dość radykalną i często krytykowaną sugestią Connelly'ego (1968, za: Mark 1975), posługuje się przede wszystkim uproszczonym zestawem form, właściwym w klasyfikacji obszarów ukształtowanych w normalnym (rzecznym) cyklu morfogenetycznym. Ze względu na niedojrzałość rzeźby młodoglacjalnej bardzo trudno opisuje się je, stosując formy właściwe dla powierzchni o innej genezie. Z tego powodu klasyfikacja terenu na tych obszarach nawiązuje raczej do genezy danej powierzchni (morena, sandr, rynna subglacjalna) aniżeli jedynie do geometrycznej klasyfikacji kształtu (ryc. 2).

Wobec powyższego, dalszy rozwój automatycznych metod wymaga rozwoju narzędzi pozwalających na przejście od klasyfikacji elementarnych form terenu (stoki, niecki, ostrogi, grzbiety itp.) do automatycznych klasyfikacji typów powierzchni rozumianych genetycznie jak morena falista o małym rytmie, rynny



Ryc. 2. Związek pomiędzy cyfrowym modelem wysokościowym, cieniowanym reliefem a formami geomorfometrycznymi: A – wysoczyzna morenowa falista, B – krawędź wysoczyzny

Objaśnienia jak dla ryc. 1

Fig. 2. The relationship between the digital elevation model, the shaded relief and geomorphometric forms: A – Undulated morainic plateau, B – edge of the plateau

Legend for the forms on Fig. 1

glacialne, pola drumlinowe, równiny sandrowe itp. (ryc. 2). Dotychczasowe prace w tym zakresie, oparte na klasycznych pryncypiach geomorfometrii, nie są zachęcające. Brown i in. (1998) wykazali, że genetyczna, nadzorowana klasyfikacja typów powierzchni młodoglacjalnych na podstawie pochodnych terenu nie daje zadowalających rezultatów.

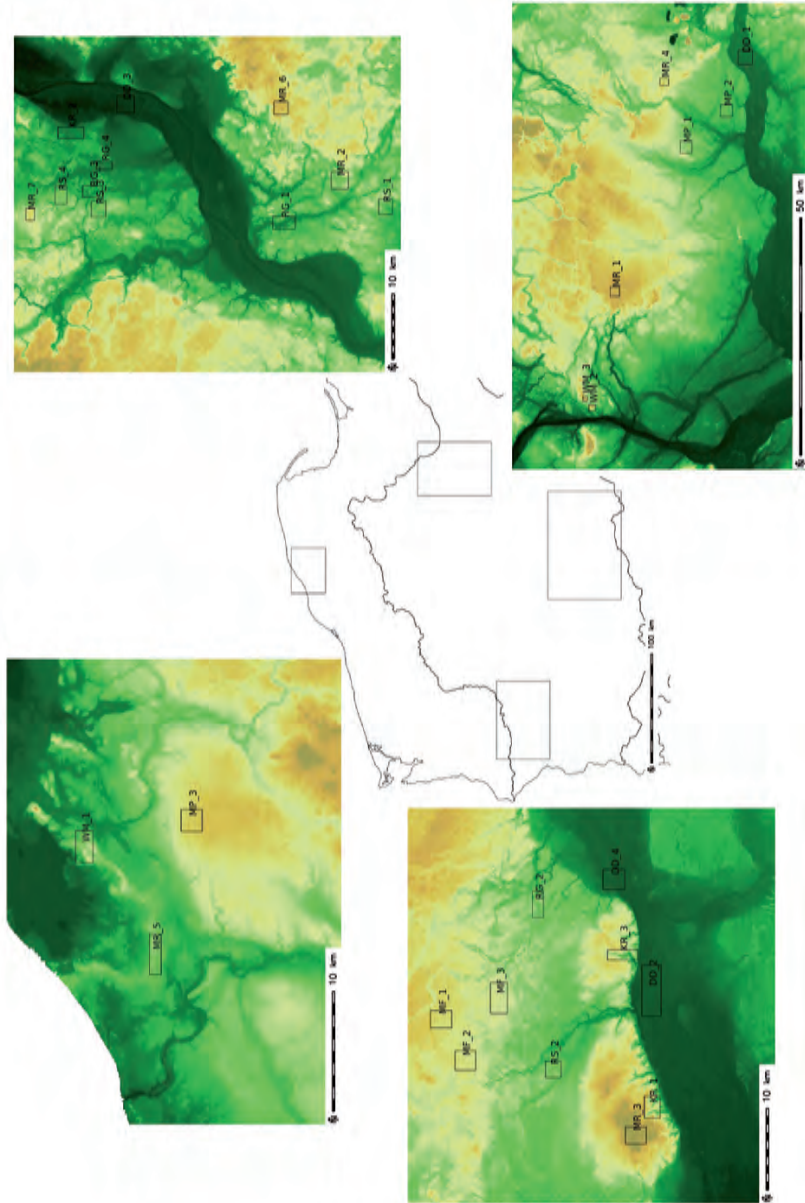
W niniejszym artykule przeanalizowano możliwości wykorzystania pryncypiów widzenia maszynowego realizowanych w postaci algorytmu geomorfonów (Stepinski, Jasiewicz 2013) do badań nad zróżnicowaniem morfometrii powierzchni młodoglacjalnej na obszarze Nizy Polskiego. Badania mają postać statystycznej analizy zespołów elementarnych form terenu na wybranych obszarach testowych o różnej genezie. Pozwoli to określić, czy nowa metoda rozpoznawania form terenu może mieć szersze zastosowanie w klasyfikacji typów powierzchni obszarów młodoglacjalnych.

OBSZARY TESTOWE I ŹRÓDŁA CYFROWYCH MODELI WYSOKOŚCIOWYCH

Prace polegały na analizie 31 obszarów testowych reprezentujących osiem popularnych typów powierzchni młodoglacjalnych. Jako strefa młodoglacjalna został zdefiniowany obszar na północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. Nie uwzględniono powierzchni ukształtowanych w trakcie ostatniego zlodowacenia, ale znajdujących się poza zasięgiem fazy leszczyńskiej. Obszary wybrano na podstawie analizy map geomorfologicznych oraz wiedzy autorów pracy. Drugim kryterium była dostępność istniejących cyfrowych modeli wysokościowych. Do badań wybrano już istniejące modele wysokościowe o rozdzielczości 5 m na komórkę, które otrzymano w wyniku ręcznej dygitalizacji poziomic map topograficznych 1 : 10 000 w układzie „1965”, zarejestrowanych w układzie „1992” (opracowanych w Zakładzie Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu w ramach różnych projektów badawczych). Przy wyborze wymienionego zbioru uwzględniono postulat Younga (1972), że do rozpoznawania form terenu należy wybierać modele o rozdzielczości 2–20 m, gdzie 5 m doskonale mieści się w tym przedziale. Wskazane archiwum modeli jest obecnie jednym z obszerniejszych zbiorów o tej dokładności w Polsce. W dyspozycji autorów są modele obejmujące około 7% powierzchni Polski (ponad 320 ark. map 1 : 10 000).

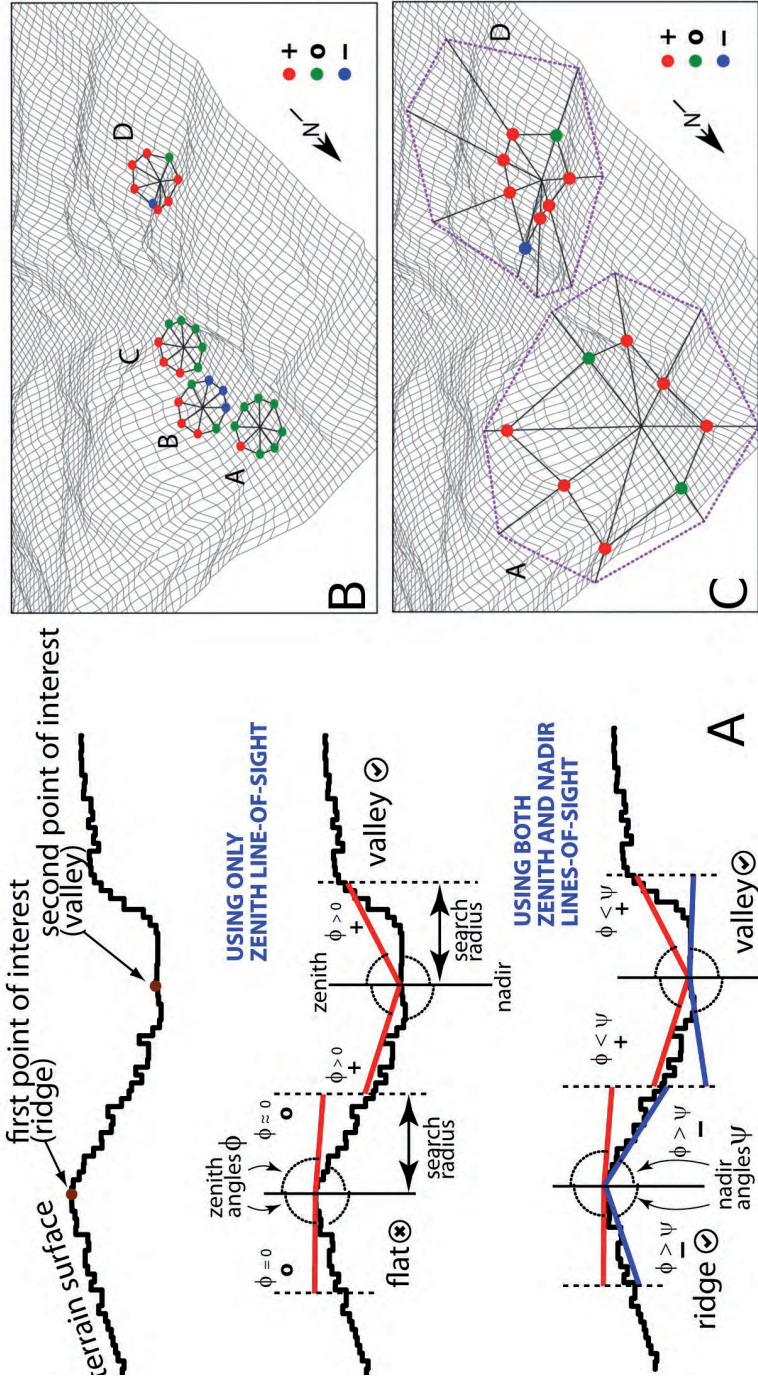
Na potrzeby pracy wybrano następujące młodoglacjalne strefy krajobrazowe, kartowane na mapach geomorfologicznych Nizy (Krygowski 1961) (ryc. 3):

- dna dużych dolin rzecznych (DD) ,
- równiny sandrowe (RS),
- rynny glacialne (RG),
- wysoczyzny morenowe płaskie i o małym rytmie (MP),
- wysoczyzny morenowe faliste (MF),



Ryc. 3. Obszary testowe użyte w pracy
Objasnienia w tekście

Fig. 3. Test areas used in the work,
Explanations in the text



Ryc. 4. Metodyka wyznaczania wzorców przy użyciu pryncypiów widzenia maszynowego: A – sposób rozpoznawania pozycji punktu cyfrowego modelu wysokościowego względem poszczególnych kierunków; B, C – wpływ promienia przeszukiwania (L) na rozpoznanie formy: B – mały promień, C – duży promień (szczegóły patrz Jasiewicz, Stepinski 2013)

Fig. 4. Methodology of pattern recognition using principles of machine vision: A – how to recognize the position of a digital elevation model to the different directions; B, C – Effect of search radius (L) to recognize forms (for details see: Jasiewicz, Stepinski 2013)

- wysoczyzny morenowe faliste o dużym rytmie/pagórki morenowe (MR)
- strefy krawędziowe wysoczyzn (KR)
- wzgórza morenowe (WM).

Obszary testowe pochodzą z następujących regionów: morena czołowa fazy gardnieńskiej: MR_5, WM_1 i wysoczyzny słupskiej: MP_3 (Rotnicki 1995); Wysoczyzny Chełmińskiej: MR_2, MR_6, RG_1, RS_1 (Galon 1972; Wysota 2002); Sandru Borów Tucholskich (Błaszkiwicz 2005): RS_3, RS_4, RG_3, RG_4, MR_7, KR_2 (Galon 1972); Doliny Dolnej Wisły: DD_2 (Mojski 1982); Równiny Gorzowskiej (Myślańskiej – Bartkowski 1968): MF_1, MF_2, MF_3, RS_2, KR_1, KR_2, MR_3, RG_2 oraz Doliny Noteci (DD_3, DD_4); (Kozarski 1962, 1995; Galon 1972); Dziewiczej Góry: WM_2, WM_3 (Kozarski 1981; Ewertowski, Rzeszewski 2006; Kasprzak i in. 2011); Równiny Wrzesińskiej: MP_1, MP_2 i otaczających wyniesień morenowych: MR_4 (Rotnicki 1963; Krygowski 1972; Antczak-Górka 1998) oraz Doliny Warty na odcinku Pradoliny Warszawsko-berlińskiej DD_1 (Kozarski 1985, 1995; Antczak-Górka 2011; Witt 1974; Gonera 1986).

Dla każdego typu powierzchni, na podstawie analizy archiwalnych map geomorfologicznych i cyfrowych modeli wysokościowych, wybrano minimum trzy regiony tak, aby uzyskać zbiór danych pozwalający na statystyczną klasyfikację wybranych obszarów. Cały proces przetwarzania danych, uwzględniający również wyliczenie histogramów form terenu dla każdego obszaru, został utrwalony w postaci skryptów w języku Python i R (R Development Team 2013), co w przyszłości pozwoli rozszerzyć wykonaną pracę na inne regiony, jeżeli dostępność danych się zwiększy.

METODY BADAWCZE

Geomorfon to klasa form powierzchni terenu, gdzie każdy punkt tej powierzchni jest charakteryzowany jako ośmioelementowy tuplet, którego elementy reprezentują jeden z ośmiu kierunków kardynalnych. Dla każdego kierunku, za pomocą symbolu, oznaczana jest pozycja punktu powierzchni zamykającego linię horyzontu w określonej wielkości promieniu przeszukiwania. Możliwe pozycje to wyżej (+) niżej (–) lub na tej samej wysokości (0). Wartości te są zakodowane w systemie liczbowym o podstawie trzech, a następnie minimalizowany, aby usunąć różnice związane z rotacją lub symetrycznym odbiciem wzorca, tworząc ostatecznie lokalny wzorzec trójkowy (*local ternary pat tern*, LTP) (Liao 2010). Istnieje skończona liczba 498 wzorców, które zostały pogrupowane do 10 klas terenu (ryc. 1).

Algorytm obliczania geomorfonów ma trzy parametry swobodne wpływające na ostateczną klasyfikację punktu powierzchni (ryc. 4).

Są to: promień przeszukiwania (L) (*search radius*) określający, do jakiej odległości poszukiwany jest zasięg formy; promień pomijania (S) (*skip radius*) wskazujący, jaki obszar (z reguły bardzo mały) w otoczeniu punktu jest pomijany w celu zminimalizowania wpływu lokalnych nierówności oraz wskaźnik płaskości (f) (*flatness index*), czyli nachylenie terenu, poniżej którego różnica wysokości jest pomijana. W celu określenia wpływu tych parametrów na wynik analizy, dla każdego obszaru przeprowadzono wiele analiz z różnymi wartościami parametru, a następnie, na podstawie oceny wizualnej wyników, wybrano te, które uznano za najlepiej oddające zróżnicowanie poszczególnych typów krajobrazowych (ryc. 5, 6).

Dla każdego obszaru wykonano klasyfikację form terenu, stosując trzy zestawy parametrów: $L = 7$ (35 m), $S = 0$; $L = 15$ (70 m), $S = 1$ (5 m) i $L = 40$ (200 m), $S = 2$ (10 m). Dla wszystkich obszarów wybrano $f = 1$ stopień. Tak przygotowane obszary testowe zamieniono w nominalne histogramy cech, które posłużyły do zbadania wzajemnego stopnia podobieństwa pomiędzy wszystkimi obszarami testowymi (ryc. 5).

Nominalne histogramy prawdopodobieństwa form terenu są układem statystycznie bardzo niestabilnym, gdzie udział poszczególnych kategorii w próbach należących do tego samego typu powierzchni może się znacząco różnić (ryc. 5, 6). W ocenie podobieństwa typów powierzchni od bezwzględnego udziału poszczególnej formy terenu większe znaczenie ma jej względna ranga, a więc pozycja względem innych klas. Dodatkowo dominacja tylko dwóch form terenu (obszarów płaskich i stoków) powoduje, że klasyczne metryki odległości nie będą działać prawidłowo. Przy braku standaryzacji będą one zdominowane przez zróżnicowanie udziału dwóch największych klas, natomiast po zastosowaniu standaryzacji dominującym czynnikiem będą niewielkie fluktuacje udziału pozostałych form terenu, które są bez znaczenia dla interpretacji typu powierzchni terenu.

Przeprowadzona wstępna analiza grupowania za pomocą metryki euklidesowej nie przyniosła interpretowalnych wyników, dlatego jako miary odległości użyto znormalizowanego współczynnika korelacji Tau Kendalla (1948) wyrażonego wzorem:

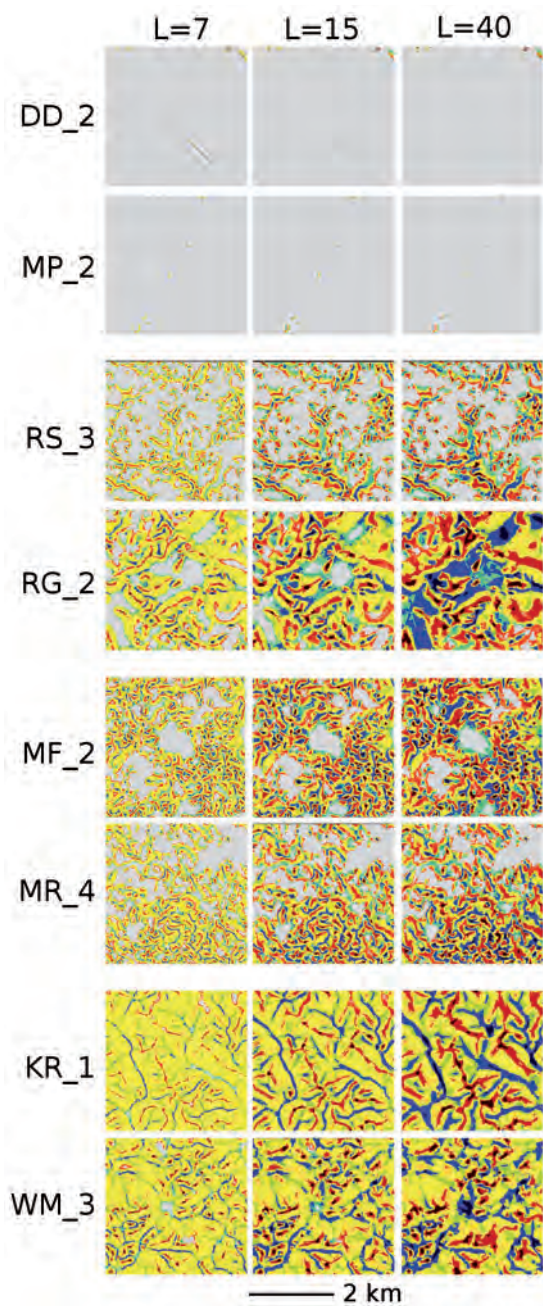
$$\tau = \frac{p_z - p_{nz}}{n(n-1)2}$$

gdzie:

n – liczba klas,

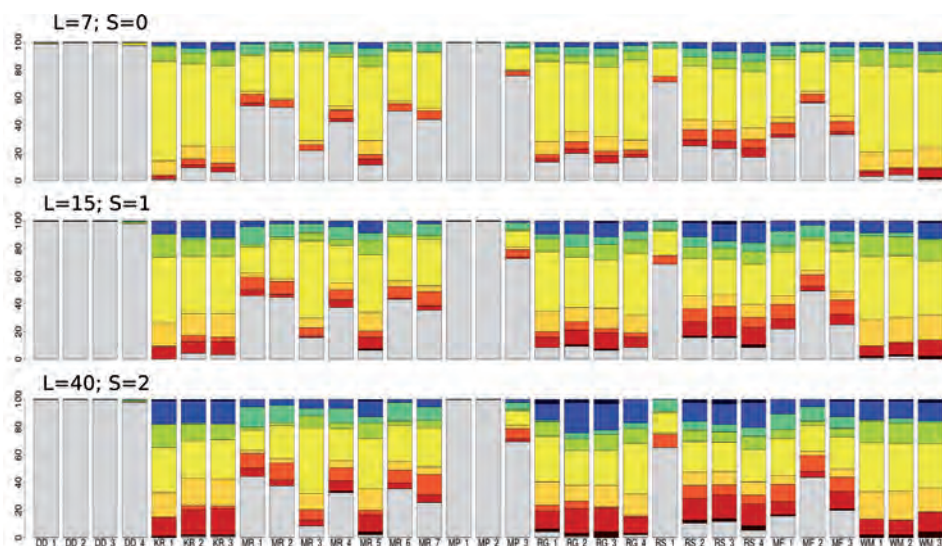
p_z – liczba par zgodnych,

p_{nz} – liczba par niezgodnych



Ryc. 5. Przykładowe fragmenty ośmiu analizowanych typów powierzchni młodoglacjalnych
Lokalizacja ryc. 3, objaśnienia ryc. 1

Fig. 5. Samples of the eight types of young-glacial surface
Location on Fig. 3, the legend on Fig. 1

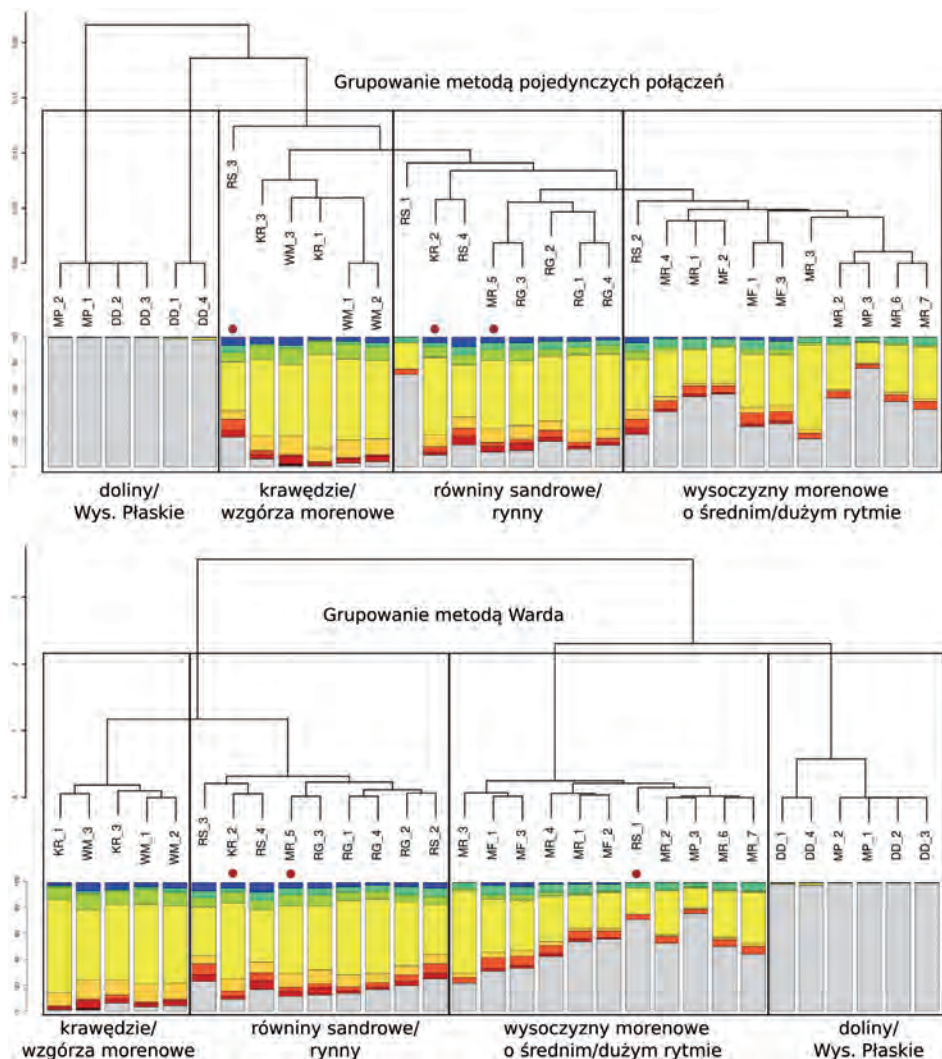


Ryc. 6. Histogramy 31 powierzchni testowych w postaci diagramów słupkowych
Lokalizacja ryc. 3, objaśnienia ryc. 1

Fig. 6. Histograms of all 31 test surfaces in the form of bar graphs
Location on Fig. 3, the legend on Fig. 1

Miara Tau Kendalla, podobnie jak współczynnik korelacji Rho Spearmana (Kendall 1948), jest miarą monotonicznej zależności dwóch rozkładów (list), interpretowaną w kategoriach prawdopodobieństwa i nie wymaga założeń odnośnie ich rozkładu. Ze względu na porównanie rang jest odporna na wartości odstające i tym samym lepiej nadaje się do niestabilnych układów, jakimi są nominalne histogramy cech aniżeli metryki odległości Minkowskiego (Cha 2007). Dzięki temu, że miara podobieństwa τ jest znormalizowana w przedziale $[-1, 1]$, gdzie 0 i mniejsze wartości oznaczają brak jakiegokolwiek podobieństwa, a 1 całkowite podobieństwo, została zamieniona na odległość d za pomocą prostego przekształcenia: $d = 1$, jeżeli $\tau < 0$; $1 - \tau$ w pozostałych przypadkach.

Wynikiem zastosowania miary odległości są macierze podobieństwa określające wzajemne podobieństwo wszystkich obszarów testowych. Macierze zostały przedstawione w postaci tak zwanych map ciepła (*heat maps*), gdzie każda komórka odpowiada wartości odległości pomiędzy poszczególnymi obszarami (ryc. 8). Macierze uporządkowano według stopnia podobieństwa tak, aby sąsiadujące z sobą komórki należały do tej samej grupy. Grupowanie przeprowadzono na podstawie kilku metod, ale jedynie metoda pojedynczych połączeń, gdzie warunkiem połączenia jest maksymalne podobieństwo do jednego elementu w grupie, oraz hierarchicznego grupowania Warda (*Ward's linkage*), które minimalizuje wariancję w obrębie każdej grupy, dały zadowalające rezultaty (ryc. 7). W obu przypadkach jedynie trzy obszary zostały zaklasyfikowane



Ryc. 7. Porównanie grupowania metodą pojedynczych połączeń (*single linkage*) i metodą Warda. Czerwone kółka oznaczają obszary zaklasyfikowane do niewłaściwych grup; lokalizacja ryc. 3, objaśnienia ryc. 1

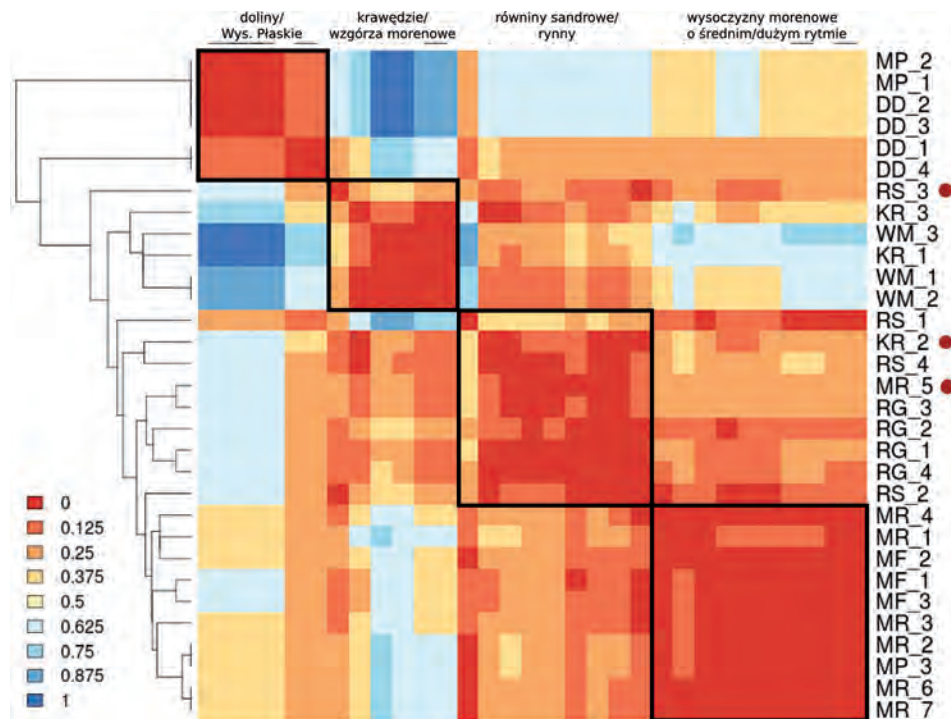
Fig. 7. Comparison of grouping connections by single linkage and Ward's method. Red circles indicate areas classified into the wrong group; location Fig. 3, the legend on Fig. 1

niezgodnie z ich przynależnością: odpowiednio KR_2 (strefa krawędziowa) i MR_5 (morena denna falista) zaliczono do równin sandrowych w obu metodach grupowania oraz RS_3 (równina sandrowa) do krawędzi i wzgórz morenowych w przypadku grupowania metodą pojedynczych połączeń, a także RS_1 do powierzchni morenowych w grupowaniu metodą Warda. Do ostatecznej klasyfikacji wybrano metodę pojedynczych połączeń, ze względu na czytelniejsze

porządkowanie macierzy odległości dla wszystkich trzech metod liczenia map morfometrycznych.

Przedstawione i uporządkowane w ten sposób macierze pozwalają nie tylko na pogrupowanie obszarów, ale również na porównanie podobieństwa zarówno pomiędzy grupami, jak i poszczególnymi obszarami (ryc. 8).

Ostatnim etapem pracy było porównanie wyników analizy statystycznej z wynikami analizy ręcznej, przeprowadzonej na podstawie wiedzy autorów i analizy map geomorfologicznych (Krygowski 1961). Ponieważ wstępna przynależność każdej próby do określonego typu powierzchni była wcześniej określona, umożliwiło to ocenę jakości metod automatycznych i pozwoliło na sformułowanie wstępnych wniosków dotyczących charakteru dalszych prac nad rozwojem automatycznego podejścia do klasyfikacji form terenu.



Ryc. 8. Mapa ciepła (*heatmap*) ilustrująca odległość Kendalla (znormalizowaną do $[0, 1]$) dla map geomorfonów wyznaczonych dla $L = 7$ i $S = 0$

Lokalizacja obszarów na ryc. 3; obszary zostały uporządkowane metodą *single linkage*; czerwone kółka oznaczają tereny zaklasyfikowane do niewłaściwych grup

Fig. 8. Heat maps illustrating the Kendall distance (normalized to $[0, 1]$) for geomorphon's maps created with $L = 7$ and $S = 0$

Location areas on Fig. 3; areas have been ordered by *single linkage*, the red circles indicate areas classified to the wrong groups

Z analizy macierzy podobieństwa przedstawionych w postaci „map ciepła” (*heat maps*) wynika, że w zależności od parametrów użytych do wykonania map geomorfometrycznych rezultaty wyraźnie różnią się między sobą. Największą zgodność z klasyfikacją, opartą na wiedzy geomorfologicznej, wykazały mapy otrzymane dla najniższych parametrów przeszukiwania (promień przeszukiwania siedem komórek – 35 m). Pomimo że obszary wykazują bardzo duże wzajemne podobieństwo (ryc. 8), dla tych wartości udało się wyróżnić cztery typy powierzchni:

1. Powierzchnie płaskie: obejmuje dna dużych dolin rzecznych oraz wysoczyzny morenowe płaskie. Charakteryzuje się dominacją obszarów płaskich, a więc takich, gdzie w promieniu 35 m nie stwierdzono nachylenia powierzchni przekraczającej 1 stopień. Sytuacja geomorfologiczna powierzchni płaskich jest oceniana na podstawie regionalnej pozycji względem otoczenia (doliny: obniżone; wysoczyzny: obniżone). Obecny stan zaawansowania metod widzenia maszynowego nie pozwala na jednoznaczne oznaczenie pozycji poszczególnych form terenu w skali większej niż około 60 komórek (tu 300 m) ze względu na ograniczenia technologiczne i zastosowane algorytmy. Jest to jeden z problemów, który wymaga rozw

2. Wysoczyzny: obejmuje wysoczyzny morenowe faliste o średnim i dużym rytmie oraz pagórki morenowe. Charakteryzuje się dominacją form stokowych: stoków płaskich oraz wyraźnych stref podnóża stoków (*footslope*) i górnych załomów (*shoulders*), a więc form kontrolowanych przez krzywiznę profilową, natomiast brakiem form kontrolowanych przez krzywiznę styczną (tangencjalną). Zaznacza się wyraźny udział powierzchni płaskich. Lokalne drobne obniżenia i wyniesienia stanowiące o charakterze falistym powierzchni denno-morenowych są zbyt małe, aby przy tej rozdzielczości modeli wysokościowych można było obserwować w ich obrębie formy takie stokowe, jak niecki (*hollows*) i ostrogi (*spurs*). Trudność z rozdzieleniem wysoczyzn morenowych o średnim i dużym rytmie oraz pagórków ma również przyczyny obiektywne, gdyż jest w istocie rozróżnieniem ilościowym i umownym, opartym na kryteriach skali rytmu wyniesień i obniżeń (Krygowski 1961).

3. Wyniesienia: ten typ powierzchni obejmuje obszary o relatywnie (w skali nizin) dużej wysokości względnej (krawędzie wysoczyzn i wzgórza morenowe). Charakteryzuje się dominacją form stokowych (stoków płaskich, niecek i ostróg) oraz grzbietów (*ridges*) i cieków (*channels*), czyli form kontrolowanych przez krzywiznę tangencjalną. Bardzo mały udział mają natomiast formy kontrolowane przez krzywiznę profilową (podnóża i górne załomy stoków). Obszarów płaskich jest bardzo mało. Brak rozróżnienia pomiędzy wzgórzami i strefami stoków wysoczyzn morenowych wynika z podobnego charakteru tych form: ze względu na znaczące wyniesienie są one porożcinane przez procesy erozyjno-denudacyjne. Podobny inwentarz form wynika z faktu, iż natura stoku wysoczyzny jest podobna jak stoku wzgórza, z tą różnicą, że jest asymetryczna.

Rozróżnienie krawędzi wysoczyzn od wzgórz, podobnie jak w przypadku dolin i wysoczyzn płaskich, wymaga określenia pozycji względem globalnego trendu powierzchni w znacznie większej skali niż ta wykorzystywana do rozpoznawania form elementarnych.

4. Równiny sandrowe i rynny subglacjalne: ten typ powierzchni jest trudny do scharakteryzowania za pomocą jednego zestawu cech. Obejmuje powierzchnie powstałe w wyniku działania wód glacialnych (ryny glacialne) i proglacialnych (powierzchnie sandrowe). Nie można jednoznacznie wyróżnić zestawu form charakteryzujących ten typ powierzchni, a jedynie określić, że każdy z typów jest jednakowo prawdopodobny.

Wyniki analiz promieni przeszukiwania o wartości 15 i 40 komórek są wyraźnie gorsze w porównaniu z omówionymi wynikami dla promienia 7. Dla parametrów pośrednich (L 15 komórek i s 1 komórka) wyróżniono jedynie trzy typy powierzchni (obszary płaskie, wysoczyzny morenowe oraz pozostałe) obejmujące powierzchnie wzgórz morenowych, rynien glacialnych, stref krawędziowych i równin sandrowych, czyli zespołu powierzchni, dla których trudno znaleźć wspólny mianownik. Trzy obszary zostały zaklasyfikowane nieprawidłowo (DD_4, RS_1 i MR_5).

Dla wartości maksymalnych (L 40 komórek i s 2 komórki) natomiast podobnie można wyróżnić takie same trzy typy powierzchni, jak w przypadku parametrów pośrednich. Błędne zakwalifikowanie aż sześciu obszarów oznacza, że dla dalszej interpretacji ta ścieżka klasyfikacyjna ma najmniejsze znaczenie. Dodatkowo, wartość klasyfikacji dla średnich i dużych parametrów generowania map morfometrycznych jest obniżona przez wewnętrzną spójność wartości podobieństwa.

DYSKUSJA I WNIOSKI

Przeprowadzone studium miało na celu sprawdzenie przydatności zespołów uproszczonych elementarnych obiektów geomorfometrycznych jako narzędzia pozwalającego rozróżniać typy genetyczne powierzchni na obszarach młodoglacjalnych. Otrzymane wyniki wskazują, że istnieją widoczne związki pomiędzy zespołami form a typami powierzchni, niemniej jednak skuteczność tego narzędzia nie jest wystarczająca, aby stosować je do rozpoznawania genezy różnych jednostek krajobrazowych. Zdaniem autorów przyczyny tego są następujące:

1. Geomorfony są nowym narzędziem w geomorfometrii i wymagają szerszych studiów dla różnych typów genetycznych, aby określić ich przydatność w bardziej zaawansowanych systemach klasyfikacyjnych niż system rzeczny. Dodatkowo próby automatycznego rozpoznawania typów krajobrazowych poprzez analizę zespołu form są zagadnieniem słabo rozpoznanym w litera-

- turze. Ze względu na rosnące zapotrzebowanie na narzędzia automatycznej klasyfikacji, związane z gwałtownym przyrostem danych (Guth 2013), jest to problem wymagający pilnych prac.
2. Proponowany zestaw 10 form nawiązuje do istniejących klasyfikacji opartych na geometrii różniczkowej (Wood 1996; Dikkau 1989). Te systemy klasyfikacyjne zostały przede wszystkim opracowane celem analizy stoków ukształtowanych w normalnym (fluwialnym, erozyjnym) cyklu morfologicznym. Obszary młodoglacjalne niżu charakteryzują się niedojrzałą powierzchnią i mają własny inwentarz form, a formy charakterystyczne dla cyklu normalnego występują w strefie młodoglacjalnej w mniejszości.
 3. Klasyfikacje geomorfologiczne strefy młodoglacjalnej niżu w znacznym stopniu wspomagane są dodatkowymi informacjami: informacją na temat litologii i stratygrafii osadów budujących daną formę, położeniem względem innych form (topologia form) czy wreszcie położeniem geograficznym. Informacje te nie zostały intencjonalnie wykorzystane w niniejszym studium ze względu na jego główny cel, jakim była ocena możliwości wykorzystania zespołu form morfometrycznych do identyfikacji typu powierzchni, a nie klasyfikacja sama w sobie.

Każdy z czterech rozpoznanych typów powierzchni ma spójny zestaw form elementarnych. O ile powyższe typy powierzchni są rozróżnialne między sobą, o tyle ich wewnętrzne zróżnicowanie nie pozwala na bardziej szczegółowe klasyfikacje. Mając na uwadze długoterminowy cel, jakim jest zastosowanie systemu geomorfonów do automatycznego rozpoznawania form terenu, dalsze prace powinny koncentrować się nad kilkoma zagadnieniami. Przede wszystkim należy rozbudować proces klasyfikacyjny z jednopoziomowego na wielopoziomowy, obejmujący co najmniej trzy poziomy: lokalny (w zakresie do 10 komórek), regionalny (w zakresie kilkudziesięciu komórek) i globalny (w zakresie skali analizowanej mapy). Jest to sposób, który upodobni system analizy do sposobu postrzegania człowieka. Drugim zagadnieniem wymagającym dalszej pracy jest optymalizacja algorytmów przetwarzania tak, aby wspomniany w poprzednim punkcie cel można było uzyskać, korzystając z mocy obliczeniowej ogólnodostępnych komputerów. W długookresowej perspektywie należy również podjąć prace nad klasyfikacją form terenu na obszarach młodoglacjalnych w taki sposób, aby nawiązywały one do istniejącego dorobku badań geomorfologicznych tej strefy. Odejście od klasyfikacji geometrycznej w kierunku bardziej zaawansowanych metod widzenia maszynowego pozwoli na nowe spojrzenie na tę dojrzałą, choć jeszcze niedocenianą, dziedzinę wiedzy.

LITERATURA

- Antczak-Górka B. 1998: *The question of the existence of the Września bay in the light of eoglyptolith studies*, Quaestiones Geographicae, 19–20, 5–11.
- Antczak-Górka B. 2011: *Morfologia i budowa wewnętrzna terasy III (bifurkacyjnej) w Poznańskim Przelomie Warty*, Landform Analysis, 16, 194–196.
- Błaszkiwicz M. 2005: *Późnoglacialna i wczesnholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, nr 201, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, 1–192.
- Bartkowski T. 1957: *Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej*, Zeszyty Naukowe UAM, Geografia, Poznań, 1–79.
- Bartkowski T. 1963: *O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 11, 7–45.
- Dikau R. 1989: *Application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology*, [w:] J. Raper (red.), *Three Dimensional Application in Geographic Information Systems*, Taylor & Francis, London, 51–77.
- Dmowska A. 2007: *Zróżnicowanie regionalnych charakterystyk morfometrycznych rzeźby w strefie Pojezierzy Południowobałtyckich i Wschodniobałtyckich*, Zakład Geoeologii, Instytut Geoeologii i Geoinformacji UAM, Poznań, 1–151 [pr. magisterska].
- Evans I.S. 1972: *General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics*, [w:] R.J. Chorley (red.), *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 17–90.
- Ewertowski M., Rzeszewski M. 2006: *Using DEM to recognize possible minor stays of Vistulian (Weichselian) ice-sheet margin in the Wielkopolska Lowland*, Quaestiones Geographicae, 25A, 7–21.
- Galon R. 1972: *Geomorfologia Polski: Niż Polski*, PWN, Warszawa, 129–156.
- Gonera P. 1986: *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 1–152.
- Guth P. 2013: *The Giga Revolution in Geomorphometry: Gigabytes of RAM, Gigabyte-Sized Data Sets, and Gigabit Internet Access*, Geomorphometry, 2013, Nanjing, China.
- Hengl T., Evans I.S. 2009: *Mathematical and digital models of the land surface*, Developments in Soil Science, 33, 31–63.
- Jasiewicz J., Stepinski T.F. 2013: *Geomorphons – a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms*, Geomorphology, 182, 147–156.
- Kasprzak L., Ewertowski M., Szuman I. 2011: *Wielkopolska epoka lodowa. Osady i formy glacialne w wybranych stanowiskach Wielkopolski*, Landform Analysis, 16, 155–186.
- Kendall M.G. 1848: *Rank Correlation Methods*, Charles Griffin & Company, Oxford, 1–100.
- Kozarski S. 1962: *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty*, PWN, Poznań, 1–153.
- Kozarski S. 1981: *Stratygrafia i chronologia Wistulianu Niziny Wielkopolskiej*, PWN, Warszawa–Poznań.
- Kozarski S. 1995: *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (20KA–10KA BP)*, Dokumentacja Geograficzna IGPAM, Poznań, 1–85.
- Krcho J. 1973: *Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory*, Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-Physica, 1(1), 7–233.
- Krygowski B. 1961: *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Geomorfologia I*, PTPN, Poznań.
- Ławniczak R. 2003: *Próba zastosowania kartograficznej metody badań do określenia morfometrycznych cech rzeźby terenu*, Polski Przegląd Kartograficzny, 35, 1, 191–198.
- Ławniczak R. 2005: *Morfometryczne cechy rzeźby a jej geneza na wybranych zespołach form Polski Północno-Zachodniej*, [w:] A. Kijowski i in. (red.), *Środowisko przyrodnicze Ziemi Lubuskiej*, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego UAM, Poznań, 211–218.

- Mark D.M. 1975: *Geomorphometric parameters: a review and evaluation*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, 4, 165–177.
- Miller C.L., Laflamme R.A. 1958: *The digital terrain model – theory and application*, Photogrammetric Engineering, 24(3), 433–442.
- Mojski J.E. 1982: *Geologiczne warunki powstania i rozwoju Doliny Dolnej Wisły. Dolina Dolnej Wisły*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina Dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław, 19–60.
- Pike R.J. 1988: *The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from Digital Elevation Models*, Mathematical Geology, 20, 491–511.
- Price R.J. 1973: *Glacial and fluvioglacial landforms*, [w:] K.M. Clayton (red.), *Geomorphology texts*, Vol. 5, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1–242.
- Rotnicki K. 1963: *Zagadnienie zasięgu stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 11, 133–189.
- Rotnicki K. 1995: *The coastal zone – present, past and future*, J. Coast. Res., Spec. iss., 22, 3–14.
- Stepinski T., Jasiewicz J. 2011: *Geomorphons – a new approach to classification of landform*, [w:] T. Hengl, I.S. Evans, J.P. Wilson, M. Gould (red.), *Proceedings to Geomorphometry*, Redlands, California, 109–112.
- Witt A. 1974: *Rekonstrukcja kierunku odpływu wód w poziomie najwyższej terasy przelomowego odcinka Warty pod Poznaniem*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A, 27, 153–167.
- Wood J. 1996: *The geomorphological characterisation of digital elevation models*, Ph.D. Thesis, Department of Geography, University of Leicester, Leicester, UK, 1–185.
- Young A. 1972: *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1–288.
- Żynda S. 1976: *Metoda wyznaczania morfometrycznych typów rzeźby na przykładzie obszarów w granicach byłego województwa zielonogórskiego*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A, 29, 179–193.