

MAŁGORZATA WIECZOREK, WIESŁAWA ŻYSZKOWSKA
Zakład Kartografii Uniwersytetu Wrocławskiego
malgorzata.wieczorek@uni.wroc.pl; wieslawa.zyszkowska@uni.wroc.pl

Geomorfometria – parametry morfometryczne w charakterystyce rzeźby terenu

Zarys treści. Autorki przedstawiają geomorfometrię jako dziedzinę związaną z określeniem morfometrycznych cech powierzchni terenu, jej podstawowe problemy oraz metody oparte na numerycznych modelach terenu.

Słowa kluczowe: geomorfologia, analizy przestrzenne, NMT, powierzchnie 3D, GIS, geomorfometria

1. Wprowadzenie

Rzeźba terenu należy do najbardziej znaczących elementów środowiska, jest bowiem z jednej strony wynikiem działania procesów egzogenicznych, a z drugiej wpływa na przebieg procesów endogenicznych, zwłaszcza glebotwórczych, hydrograficznych i szatę roślinną. Jest to zarazem jedyny element środowiska geograficznego, który może być pomierzony i przedstawiony na mapach z wystarczającą dokładnością, pozwalającą na wyznaczenie liczbowych parametrów określających charakter ukształtowania powierzchni.

Wyznaczaniem tych parametrów zajmuje się morfometria, towarzysząca geografii od XIX wieku. Zajmowali się nią wówczas tacy wybitni geografowie, jak K. Ritter, E. Sonklar i A. Penck, którzy na podstawie map ogólnogeograficznych małej i średnioskalowych wyznaczali objętości, średnie wysokości i nachylenia oraz krzywe hipso- i klinograficzne, w celu porównywania urzeźbienia kontynentów i ważniejszych łańcuchów górskich (K. Hormann 1971).

Wraz z pojawieniem się na przełomie XIX i XX w. wielkoskalowych map topograficznych z dokładnym, poziomicowym obrazem rzeźby, stało się możliwe przeprowadzanie bardziej szczegółowych pomiarów i bardziej wnikliwej analizy morfometrycznych cech rzeźby. Obliczano średnie nachylenia powierzchni, spadki,

wysokości względne oraz zasięgi powierzchni erozyjnych i wykorzystywano je do określania genezy i ewolucji form terenu. W pierwszej połowie XX w. miał miejsce szybki rozwój morfometrii, pojawiło się także wiele modyfikacji stosowanych dotychczas metod morfometrycznych oraz propozycji nowych rozwiązań (G. Neuenschwander 1944, F. Gassmann i H. Gutersohn 1947). Duży wkład w rozwój morfometrii wnieśli badania polskich geografów: E. Romera, A. Malickiego, M. Orlicza, J. Ochockiej i F. Uhorczaka (L. Strada 1932, A. Malicki 1955), kontynuowane po drugiej wojnie światowej przez J. Czyżewskiego (1949) i H. Piaseckiego (1949), J. Dylaka (1953) i M. Dorywalskiego (1953). W geomorfologii zaczęła jednak dominować tendencja do pomiarów morfometrycznych w terenie (A. Young, 1972) oraz krytyczna ocena przydatności pomiarów opartych na mapach, wynikająca z ograniczeń kartometrycznych metod ich analizy (H. Baulig 1959, M. Klimaszewski 1978), a także związany z tym pogląd, że pomiary na mapie mogą być przydatne wyłącznie do opracowań związanych z zagadnieniami erozji gleb lub rolniczego użytkowania terenu (K. Koreleski i W. Szczygielski 1973, J. Werner 1974). W ograniczonym zakresie morfometrię wykorzystywano także do regionalizacji (T. Bartkowski 1977).

Równocześnie jednak, gdy w geografii nastąpił okres zastosowań metod matematycznych i statystycznych, R.E. Horton (1945) i A.H. Strahler (1950, 1952, 1954, 1956) zainicjowali ilościową analizę zlewni, jako podstawowych jednostek morfologicznych, z wykorzystaniem map szczegółowych, często w skalach większych niż mapy topograficzne. Zasadniczym celem tego rodzaju analiz było badanie rozwoju sieci rzecznej oraz fluwialnej rzeźby erozyjnej. Dzięki upowszech-

nieniu metod ilościowych w geografii, również w geomorfologii nastąpił nawrót do pomiarów morfometrycznych na podstawie map (J. Dylak 1953, M. Dorywalski 1953, R.J. Chorley 1966, J.L. Clarke 1966, J.C. Doornkamp i G. King 1971). Wielki propagator metod ilościowych R.J. Chorley sformułował wówczas pojęcie **geomorfometrii**, jako nauki o geometrii rzeźby i metodach jej ilościowej charakterystyki.

2. Geomorfometria

Idea geomorfometrii wywołała potrzebę wypracowywania nowych podstaw teoretycznych i metodycznych. L.K. Lustig (1969) rozróżnił dwa podejścia do ilościowej analizy i charakterystyki powierzchni terenu: 1) charakterystykę pojedynczych form, opartą w znacznej mierze na pomiarach terenowych oraz 2) analizę powierzchni terenu jako całości, bazującą na analizie map. Na tej podstawie I.S. Evans (1972) zaproponował podział geomorfometrii na **ogólną** (ang. *general geomorphometry*) i **szczegółową** (ang. *specific geomorphometry*). Pierwsza odnosi się do pomiarów i analizy tych cech form terenu, które można zastosować do każdej ciągłej i zróżnicowanej powierzchni. Natomiast druga dotyczy pomiarów wybranych typów rzeźby lub form powierzchni, służących do określania ich kształtu oraz wyróżniania jednorodnych obszarów, porównywania form, lub też wnioskowania o ich genezie. Mimo iż podział na geomorfometrię ogólną i szczegółową może się wydawać nieco sztuczny, może jednak być przydatny do ściślejszego sprecyzowania zasad różnego typu analiz morfometrycznych.

Istotną rolę w rozwoju nowoczesnej geomorfometrii ogólnej odegrały publikowane w latach sześćdziesiątych prace W.F. Wooda, który traktował topografię jako powierzchnię geometryczną o „skończonej serii przecinających się płaszczyzn” (R.J. Pike 2000). Opracował wiele metod statystycznego określania cech rzeźby erozyjnej i modelowania geometrycznego powierzchni, w tym również metody oparte na technikach cyfrowych i jako jeden z pierwszych zastosował numeryczne modele wysokości. Podobne podejście w badaniach nad numerycznymi metodami określania geometrycznych cech powierzchni terenu opartymi na teorii pola, przyjął J. Krcho (1973). Jednym z pierwszych zastosowań metod numerycznych do analizy morfometrycznej było obliczanie nachyleń i ekspozycji stoków do

określania stopnia asymetrii zlewni przeprowadzone przez K. Hormanna (1968). Obecnie geografowie fizyczni coraz częściej powracają do morfometrii, czego dowodem jest pogląd A. Richlinga (2007), iż umiejętności analizy morfometrycznej należą do obowiązkowego kanonu wiedzy w tej dziedzinie.

2.1. Podstawowe problemy geomorfometrii ogólnej

Każdy rodzaj pomiarów jest uwarunkowany założeniami metodycznymi, określającymi sposób ich przeprowadzenia. W geomorfometrii założenia te dotyczą takich zagadnień, jak dostosowanie skali opracowania do określonego celu, wybór źródła informacji, sposób podziału powierzchni na jednostki i próbkowania powierzchni oraz metody określania cech powierzchni. Wszystkie te zagadnienia są ze sobą ściśle powiązane i najczęściej decyzja wyboru jednego z nich determinuje pozostałe.

Zasadnicze znaczenie ma dobór skali mapy do **rzędu wielkości form**, jakie są poddane analizie oraz do celu opracowania. W przypadku analizy procesów stokowych informacje pobierane z map topograficznych w skali 1:10 000 będą zbyt zgeneralizowane, natomiast są one wystarczająco dokładne w przypadku analizy regionalnej. Geomorfometria ogólna odnosi się do analizy regionalnej, może więc być oparta na tych źródłach danych, które pozwalają określić cechy powierzchni w skali od 1:10 000 do 1:100 000, w zależności od wielkości badanego obszaru.

Kolejny problem to dobór **wielkości jednostek odniesienia**, dla których określane będą parametry morfometryczne. Im mniejsza jednostka, tym bardziej jej cechy są zbliżone do wartości rzeczywistych, ponieważ małe jednostki są bardziej jednorodne pod względem ukształtowania, natomiast w miarę zwiększania jednostek odniesienia wartości nabierają cech średnich wartości i ulegają generalizacji. Jednak nie wszystkie parametry są w jednakowym stopniu uwarunkowane wielkością jednostek odniesienia. Największa zależność jest związana z określaniem różnic wysokości i nachylenia. Ze względu na zróżnicowane rozdzielczości, a więc wielkości jednostek w numerycznych modelach terenu, zagadnienie to ma znaczący wpływ na wybór modelu, na podstawie którego będzie wykonane opracowanie morfometryczne.

A.F. Pitty (1969) oraz A.J.W. Gerard i D.A. Robinson (1971) zwrócili uwagę na zależność kąta nachylenia stoku od wielkości interwału, na jakim jest mierzona ta wartość, nawet na poziomie pomiarów w terenie. Wartości nachyleń rosną w miarę zwiększania skali opracowania i zmniejszania odcinka, na którym mierzone jest nachylenie. Istnienie tej zależności w przypadku jednostek powierzchniowych stwierdził również K. Hormann (1971, 1975), który wyprowadził wzór, określający wartości nachylenia w różnych jednostkach: $N_b = N_a + k \times \log g_v$, gdzie N_a i N_b – nachylenia w jednostkach a i b ; g_v – stosunek wielkości jednostek a do b . Wartość logarytmu dziesiętnego z wielkości g_v , przemnożona przez k ilustruje stopień zróżnicowania rzeźby. Wartość k jest zależna od stopnia zróżnicowania rzeźby. W. Żyszkowska (1980) wykazała jednak, że zależność ta nie ma regularnego charakteru.

Nie mniej ważne znaczenie mają metody określania różnych parametrów morfometrycznych. Między innymi ze względu na duże zróżnicowanie tych metod, opracowania morfometryczne wykonywane przez różnych autorów były często nieporównywalne. Numeryczne modele terenu ułatwiają takie porównania, choć nie eliminują całkowicie problemu, na co zwracamy uwagę w dalszym ciągu artykułu.

2.2. Morfometryczne cechy powierzchni terenu

Podstawowe morfometryczne cechy powierzchni topograficznej są wyrażane poprzez cechy geometryczne powierzchni terenu. W geomorfologii ogólnej za podstawę ścisłego definiowania tych cech przyjmuje się pojęcie **powierzchni topograficznej**, jako aproksymacji rzeczywistej powierzchni Ziemi (J. Krcho 1973, W. Żyszkowska 1980, J.R. Pike 2000). Powierzchni tej można przypisać właściwości **pola skalarnego**, które określa ogólne równanie pola: $z = f(x,y)$. Oznacza to, że w każdym punkcie powierzchni topograficznej o danych współrzędnych x i y , można wyznaczyć jej wartość skalarną – wysokość z . Reprezentację punktów o współrzędnych x,y,z w formie próbki pobiera się w celach obliczeniowych. Wysokości pola są zróżnicowane zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym, przy czym zmienność wysokości w kierunku pionowym określa gradient, czyli **nachylenie stoku**, a w kierunku poziomym jego **ekspozycję**

(I.S. Evans 1972, J. Krcho 1973). Z kolei zróżnicowanie nachyleń określa **krzywiznę powierzchni** w kierunku pionowym, a zróżnicowanie ekspozycji określa krzywiznę w kierunku poziomym. Ogólna krzywizna powierzchni w obu kierunkach określa kształt stoku. Krzywiznę stoku można określić w dwojaki sposób – poprzez różnicę kątów nachylenia dwóch sąsiadujących powierzchni lub jako promień krzywizny.

Podstawowe parametry morfometryczne można wykorzystać do obliczania parametrów złożonych, określających **ogólne zróżnicowanie powierzchni**, nazywane również nierównością, rozcięciem, rozczłonkowaniem rzeźby lub urzeźbieniem.

W tradycyjnej morfometrii parametry morfometryczne były wyznaczane na podstawie poziomicowego obrazu rzeźby. Nachylenia określano za pomocą nomogramu, będącego graficznym wyrazem funkcji $h/d = \tan \alpha$, a ekspozycję poprzez określenie kąta między kierunkiem północy i kierunkiem linii spadku stoku. Krzywizna była rzadko wyznaczanym parametrem, wymagała bowiem pracochłonnych obliczeń różnic nachyleń i ekspozycji w wielu punktach (H. Kugler 1974). Również parametry określające ogólne zróżnicowanie powierzchni były bardzo rzadko stosowane. W określaniu tej cechy powierzchni opierano się na ogół na krzywych hipsograficznych. Obecnie do wyznaczania parametrów morfometrycznych powszechnie wykorzystywane są programy komputerowe, które określają parametry morfometryczne na podstawie numerycznych modeli terenu.

3. Numeryczne modele terenu

Cyfrowa reprezentacja powierzchni terenu w postaci trzech współrzędnych (x,y,z) , połączona z metodami aproksymacji powierzchni oraz jej wizualizacji, tworzy tzw. **numeryczny model terenu** (NMT)¹. Pojawienie się tego rodzaju modeli przyczyniło się do znacznego ożywienia geomorfologii i jej szerokiego wykorzystania w wielu dziedzinach (W. Żyszkowska 1978). Odmowną zaletą geomorfologii opartej na modelach numerycznych, w porównaniu z opracowaniami manualnymi, jest możliwość szybkiego wyznaczenia parametrów morfometrycznych dla

¹ Od angielskiego określenia Digital Terrain Model (DTM), zwanym również numerycznym modelem wysokości (Digital Elevation Model-DEM).

dużych obszarów, a także porównywania wyników obliczeń przeprowadzonych za pomocą różnych metod.

Istnieje wiele programów przeznaczonych do opracowywania numerycznych modeli terenu, wyposażonych dodatkowo w algorytmy do obliczania podstawowych parametrów morfometrycznych. Są to zarówno programy służące do budowania modeli powierzchni trójwymiarowych (np. SURFER), moduły programów typu GIS (np. ArcGIS, GRASS, TNT), jak i specjalne programy morfometryczne (np. MICRODEM).

Numeryczne modele terenu można opracowywać na podstawie różnych źródeł danych. Współrzędne punktów mogą być wyznaczone na podstawie pomiarów w terenie, pomiarów kartometrycznych na mapach poziomicowych, opracowań fotogrametrycznych oraz interpretacji obrazów satelitarnych, radarowych lub laserowych. Najczęściej wykorzystywane są mapy poziomicowe (topograficzne), ze względu na ich powszechność, a obecnie również dostępność. Ilustrują one doskonale (w danej skali) geometryczne cechy ukształtowania powierzchni terenu. W trakcie wektoryzacji zapisywane są współrzędne (x, y) poszczególnych punktów na poziomicach, do których przypisywane są wartości wysokości (współrzędna z). W celu uzyskania jak najwyższego poziomu aproksymacji modelu, do jego budowy należy ponadto wykorzystać zbiór punktów reprezentujących punkty charakterystyczne oraz zbiór punktów wyznaczających linie szkieletowe.

Modele terenu można także uzyskać z fotogrametrycznego opracowania zdjęć lotniczych oraz ze stereoskopowych zdjęć satelitarnych (np. SPOT). W ostatnich latach coraz częściej stosowane są zdjęcia laserowe i radarowe. Ponadto w Internecie dostępne są modele opracowane przez wyspecjalizowane firmy. Pierwszy tego rodzaju model udostępniła amerykańska agencja rządowa, USGS (United States Geological Survey), zajmująca się opracowywaniem map topograficznych i geologicznych. Rozdzielczość tego modelu była stosunkowo niska, wynosiła bowiem około 1 km, co ograniczało jego wykorzystanie do dużych obszarów i małej skali.

W Polsce w ramach budowy baz danych geograficznych opracowano we współpracy ze służbami wojskowymi modele DTED (*Digital Terrain Elevation Data*) o różnych poziomach rozdzielczości, w zależności od skali mapy, która była podstawą opracowania. Model DTED 1, opracowany

na podstawie wektoryzacji map analogowych w skali 1:200 000, o rozdzielczości 3 sekund kątowych, charakteryzuje się dokładnością poziomą około 50 m i pionową około 30 m. Model **DTED 2**, opracowany w wyniku wektoryzacji map topograficznych w skali 1:50 000, ma wyższą rozdzielczość i dokładność poziomą około 30 m, a pionową około 20 m. Od 2003 r. udostępniony jest opracowany przez służby NASA model SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), o rozdzielczości 60–65 i 125 m (P. Śleszyński 2009). Model ten zawiera informację o wysokości terenu mierzonej na górnej powierzchni pokrycia terenu, łącznie z budynkami, lasami itp. Wysokość ta jest jednak skorelowana z wysokością powierzchni terenu.

Bardzo często numeryczne modele terenu, są opracowywane na podstawie punktów pomiarowych lub na podstawie map topograficznych, a więc digitalizowanych poziomic. Tego rodzaju modele powstają przez podział powierzchni trójwymiarowej na drobne, stykające się ze sobą elementy powierzchniowe, których położenie w przestrzeni wyznaczone jest za pomocą wybranej metody aproksymacji, zwanej tessalacją. Wykorzystywane są dwa rodzaje modeli, oparte na dwóch rodzajach tessalacji: regularne – GRID i nieregularne – TIN.

Model **GRID** zbudowany jest z przylegających do siebie prostokątów lub kwadratów. Każdy z nich reprezentowany jest przez jedną wartość, określającą wysokość powierzchni elementu. Stosowanie tego modelu wiąże się z pewnymi ograniczeniami. Regularny układ oczek siatki powoduje, że z reguły punkty charakterystyczne nie są reprezentowane w modelu, co pociąga za sobą spłaszczanie wzniesień oraz wypełnianie obniżen. Stopień aproksymacji tego rodzaju modeli zależy od ich rozdzielczości (wielkości oczek, czyli odległości między punktami), przy czym zwiększenie rozdzielczości pociąga za sobą znaczne zwiększenie objętości plików, a w konsekwencji zmniejszenie szybkości operacji obliczeniowych.

Modele **TIN** (ang. *Triangulated Irregular Network*) zbudowane są z przylegających do siebie trójkątów, podobnych do faset² stoku. Są one wyznaczone automatycznie na podstawie tzw.

² Faseta oznacza mały płaski element powierzchni, o najczęściej trójkątnym kształcie. Pojęcie stosowane w jubilerstwie, a także geomorfometrii do określania fragmentów modeli aproksymujących powierzchnię terenu.

reguły Delaunaya, zgodnie z którą trójkąty są w przybliżeniu możliwie małe i równoramienne oraz wpisane w koło, w którym nie może się znajdować żaden inny punkt modelu. Automatyczna procedura wyznaczania trójkątów powoduje, że nie pokrywają się one w pełni z rzeczywistymi fasetami stoków, przy czym najlepsze dopasowanie do powierzchni zapewnia zastosowanie wszystkich punktów, reprezentujących punkty charakterystyczne oraz linii załamania stoku (ang. *breaklines*).

Wartości wysokości punktów modelu poddawane są z kolei procedurom aproksymacyjnym. Jest to kolejny ważny problem związany z budowaniem numerycznego modelu terenu. Wynik procesu aproksymacji powierzchni zależy od zastosowanej procedury. Wszystkie funkcje interpolacyjne w programach komputerowych stosują interpolację opartą na wybranym zbiorze punktów, między którymi leży punkt o wyznaczanej wysokości, np. jeden z punktów TIN lub GRID. Obecnie najczęściej stosowane są algorytmy ważonych odwrotnych odległości (ang. *inverse distance weight*), kriging, funkcje sklepane (*spline*) lub algorytm Hutchinsona (ANUDEM).

W algorytmie **ważonych odwrotnych odległości** wysokość interpolowanego punktu określana jest jako średnia z wysokości sąsiadujących punktów, ważona przez odległość między punktem interpolowanym i punktami cechowanymi, uwzględnianymi w obliczeniach. Użytkownik programu może dokonać wyboru liczby wykorzystywanych punktów poprzez określenie promienia koła, w obrębie którego leżą brane pod uwagę punkty. Podstawowe założenie interpolacji stosowanej w tym algorytmie dotyczy relacji między odległością od punktu interpolowanego do punktów o znanych wartościach, a różnicą wysokości między nimi. Im mniejsza odległość między tymi punktami, tym różnica wysokości jest mniejsza. Kolejne założenie dotyczy zachowania powierzchni między punktami. Może ona bowiem przebiegać prostoliniowo lub mieć charakter wklęsło-wypukły. Przebieg ten jest określany przez funkcje interpolacyjne i parametry funkcji, które określają siłę wpływu odległości na różnicę wysokości między punktami.

W metodzie **krigingu** również przyjmuje się założenie o wpływie odległości na wyznaczaną wysokość interpolowanego punktu, przy czym wpływ ten jest określany za pomocą semiwariogramu, który ilustruje zależność między wysokościami poszczególnych punktów i odległościami

między nimi. Modele budowane za pomocą tej metody cechują się znacznie wyższym stopniem aproksymacji niż modele opracowane metodą ważonych odległości. V. Chaplot i inni (2006) uznają kriging za dobrą metodę interpolacji w przypadku małego zbioru punktów pomiarowych. W modelowaniu powierzchni terenu lepszą opinią cieszy się jednak metoda **spline**, która polega na określeniu funkcji opisujących małe fragmenty powierzchni modelu i sklepaniu tych funkcji.

Wiele eksperymentów dotyczących interpolacji rzeźby terenu wykazało, że najbardziej odpowiednie do modelowania powierzchni terenu są algorytmy włączające do procesu modelowania linie nieciągłości terenu (linie szkieletowe) i punkty charakterystyczne (szczyty, przełęcz). Z tego względu najczęściej wykorzystywany jest obecnie algorytm ANUDEM (M. Wieczorek i inni 2010).

Różne algorytmy aproksymacji powierzchni generują w efekcie powierzchnie o różnym ukształtowaniu, a ich stopień aproksymacji powierzchni ma zasadniczy wpływ na zgodność parametrów morfometrycznych ze stanem rzeczywistym. W zależności od celu i skali opracowania, a nawet charakteru ukształtowania powierzchni, różnice te mogą mieć większe lub mniejsze znaczenie z punktu widzenia dalszych obliczeń. Nie zmienia to jednak faktu, że opracowania geomorfometryczne są z powodzeniem wykorzystywane w wielu dziedzinach praktycznych.

4. Metody określania parametrów morfometrycznych w wybranych programach komputerowych

Zarówno specjalistyczne programy służące do budowania modeli, jak i programy GIS oraz programy morfometryczne są wyposażone w algorytmy określania różnego rodzaju parametrów morfometrycznych, a często również analiz morfometrycznych. Większość programów bazuje na modelach typu GRID, ponieważ ta forma modelu jest bardziej odpowiednia do wykonywania wszelkiego rodzaju analiz przestrzennych, w tym wyznaczania cech powierzchni. Wszystkie dostępne obecnie programy wyznaczają dla każdego oczka rastra co najmniej dwa podstawowe parametry: nachylenie powierzchni i ekspozycję, a wiele z nich także pionową i poziomą krzywiznę powierzchni oraz linie szkieletowe.

Podobnie, jak w przypadku metod budowania modeli, również metody określania cech powierzchni stwarzają wiele problemów i budzą pewne wątpliwości co do wartości wyników.

4.1. Obliczanie nachyleń i ekspozycji

W metodach numerycznych przy użyciu modelu w formacie rastrowym (GRID), do wyznaczenia **nachylenia** i **ekspozycji stoku** dla danego oczka uwzględnia się dane dotyczące wysokości sąsiednich oczek, w polu obejmującym 3×3 oczka siatki rastra³. Układ i oznaczenia punktów sąsiednich dla cechowanego punktu Z_0 przedstawia rycina 1. W zależności od liczby sąsiednich oczek uwzględnianych w obliczeniach, wśród algorytmów wyznaczających nachylenie i ekspozycję możemy wyróżnić takie,

Z_{NW}	Z_N	Z_{NE}
Z_W	Z_0	Z_E
Z_{SW}	Z_S	Z_{SE}

Ryc. 1. Oznaczenie punktów sąsiednich względem punktu cechowanego Z_0 w ramce 3×3 oczka siatki rastra

Fig. 1. Marking of points adjacent to point Z_0 in 3×3 raster grid

które bazują na dwóch, trzech, czterech, ośmiu i dziewięciu punktach (P.L. Guth 1995). W topologii rastrowej można wyznaczyć dwa rodzaje sąsiedztwa, pierwszego stopnia, w kierunkach głównych (Z_N, Z_S i Z_W, Z_E) oraz drugiego stopnia, po przekątnych (Z_{NE}, Z_{NW} i Z_{SW}, Z_{SE}). Innym sposobem podziału omawianych metod jest podział ze względu na włączanie do obliczeń, bądź nieuwzględnianie wartości wysokości w punkcie cechowanym. Do pierwszej grupy należy algorytm bazujący na dziewięciu punktach, drugą grupę zaś tworzą algorytmy oparte na dwóch, trzech, czterech i ośmiu punktach.

Obecnie w programach komputerowych stosuje się najczęściej jeden z czterech algorytmów, wykorzystujący różną liczbę punktów do obliczania nachylenia i ekspozycji.

Pierwsza z omawianych procedur bazuje na dwóch punktach sąsiednich względem punktu środkowego Z_0 leżących na północ i na południe od punktu środkowego albo na wschód i zachód. Algorytm ten wykorzystywany jest przy modelowaniu odbicia sygnału radaru z NMT, gdyż nadaje się do obliczania nachylenia wzdłuż wybranego kierunku, jednak w badaniach wymagających pełniejszej informacji o rzeźbie jest niewystarczający z uwagi na jednokierunkowość analizy (P.L. Guth 1995).

Algorytm uwzględniający trzy punkty sąsiednie nawiązuje metodyką do numerycznego modelu terenu w formie nieregularnej siatki trójkątów. Wykorzystuje bowiem trzy sąsiednie punkty tworzące trójkąt prostokątny, np. Z_0, Z_N, Z_E (P.L. Guth 1995). Jest to miara najprostsza i najmniej skorelowana z pozostałymi algorytmami. Ważne jest to, że wybór punktów z różnych kierunków daje w efekcie różne wyniki. Metoda ta przypisuje wartość wyliczoną dla trójkąta punktowi centralnemu (Z_0), przy czym obliczenia te wykonywane są dla kolejnych sąsiednich punktów, w związku z czym trójkąty pokrywają bez przerw cały badany obszar. Bardziej skomplikowana metoda, wykorzystywana na przykład w programie MICRODEM, polega na obliczeniu nachylenia dla czterech lub dla wszystkich ośmiu trójkątów.

W nieco inny sposób oblicza się nachylenie i ekspozycję, bazując na czterech, ośmiu i dziewięciu punktach. W takich przypadkach nachylenie wyraża się wzorem (1), a ekspozycja jest obliczana według wzoru (2), zaś składowe SI_{EW} i SI_{NS} są obliczane z odpowiednich algorytmów (Z. Li i inni 2005).

$$SI = \sqrt{SI_{EW}^2 + SI_{NS}^2} \quad (1)$$

$$As = \sqrt{\frac{SI_{EW}^2}{SI_{NS}^2}} \quad (2)$$

Algorytm bazujący na czterech punktach, nazywany algorytmem Rittera, algorytmem Zebenbergena i Thorne'a (Z. Li i inni 2005) lub algorytmem Toblera (P.L. Guth 1995), uwzględnia informację o wysokości punktów znajdujących się w kierunkach głównych względem punktu cechowanego. W przypadku rastra o kwadrato-

³ Punkty utożsamiane są ze środkiem oczka rastra.

wych oczkach wartości składowe Sl_{EW} i Sl_{NS} liczone są jako różnice wysokości odpowiednio w orientacji równoleżnikowej (wzór 3) i południkowej (wzór 4) i ważone podwójnym rozmiarem rastra ($2d$, zakładając, że rozmiar pojedynczego oczka rastra jest równy d). Algorytm ten wykorzystywany jest między innymi w programach Surfer, TNT i MICRODEM.

$$Sl_{EW} = \frac{Z_E - Z_W}{2d} \quad (3)$$

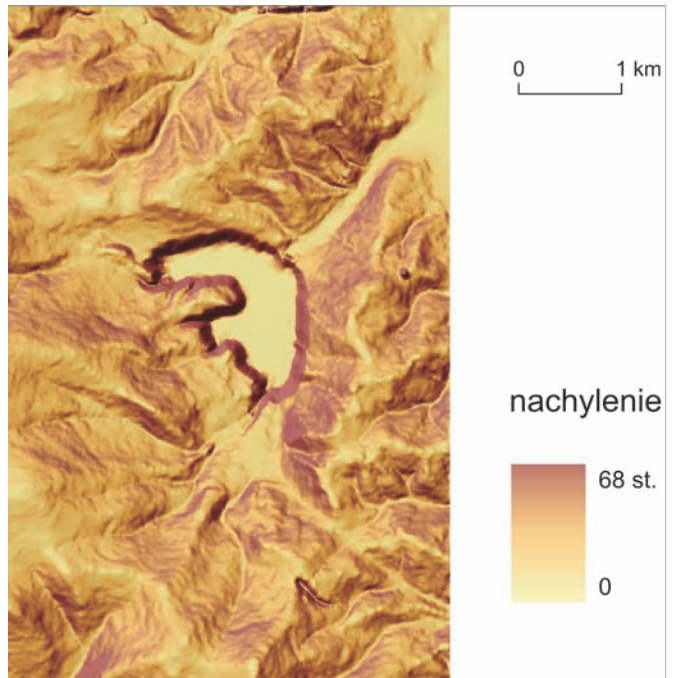
$$Sl_{NS} = \frac{Z_N - Z_S}{2d} \quad (4)$$

Algorytm bazujący na ośmiu punktach można zastosować w jednej z dwu odmian (Z. Li i inni 2005). Pierwszą z nich jest algorytm Sharpnacka & Akina (1969), który zakłada, że wszystkie punkty sąsiednie mają jednakowe znaczenie. Wskaźniki do obliczenia nachylenia w punkcie Z_0 opisują wzory (5) i (6). Algorytm ten wykorzystywany jest między innymi w programie TNTmips (z opcją ośmiopunktową).

$$Sl_{EW} = \frac{(Z_{NE} + Z_E + Z_{SE}) - (Z_{NW} + Z_W + Z_{SW})}{6d} \quad (5)$$

$$Sl_{NS} = \frac{(Z_{NW} + Z_N + Z_{NE}) - (Z_{SW} + Z_S + Z_{SE})}{6d} \quad (6)$$

Drugi wariant tego algorytmu uwzględnia różną wagę dla punktów leżących w różnej odległości. W programie ArcGIS dwukrotnie większą wagę nadaje się punktom leżącym w kierunkach głównych (wzór (7) i (8)). Takie postępowanie znane jest w literaturze pod nazwą algorytmu B.K.P. Horna (1981). Na rycinie 2 przedstawiono mapę nachyleń, a na rycinie 3 mapę ekspozycji, opracowane według tego algorytmu. Inne wartości wag zaproponował D. Unwin (1981), którego zdaniem kierunki główne mają wprawdzie większy wpływ na nachylenie w cechowanym punkcie, jednak mniejszy niż przypisuje im Horn. Zamiast wagi równej $2d$, Unwin proponuje wagę równą $\sqrt{2}$, a zmodyfikowany mianownik ma postać $(4+2\sqrt{2})d$ (Z. Li i inni 2005).



Ryc. 2. Mapa nachyleń powierzchni terenu (fragment Gór Sowich)

Fig. 2. Map of slope (part of Sowie Mts.)

$$Sl_{EW} = \frac{(Z_{NE} + 2Z_E + Z_{SE}) - (Z_{NW} + 2Z_W + Z_{SW})}{8d} \quad (7)$$

$$Sl_{NS} = \frac{(Z_{NW} + 2Z_N + Z_{NE}) - (Z_{SW} + 2Z_S + Z_{SE})}{8d} \quad (8)$$

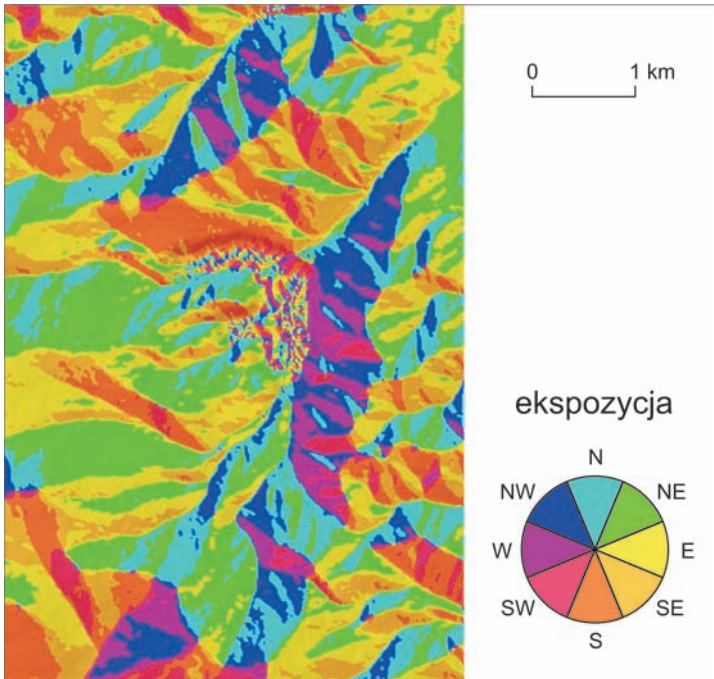
Algorytm bazujący na dziewięciu punktach wykorzystuje obliczenia maksymalnego spadku (M.R.I. Travis i inni, za B. Hejmanowską 2005). Metoda ta polega na wybraniu maksymalnej spośród ośmiu wartości nachylenia, przy czym każde z ośmiu nachyleń liczone jest na podstawie różnic wysokości między punktem cechowanym a jednym z najbliższych sąsiadów. Mimo że przy szukaniu maksymalnej wartości nachylenia wykorzystywanych jest dziewięć punktów (otrzymujemy nachylenie w ośmiu kierunkach), to wartość nachylenia obliczana jest na podstawie tylko dwóch komórek. W tym przypadku ekspozycja jest wyznaczana z dokładnością do 45° , czyli jest jednym z ośmiu kierunków.

Różnice algorytmów wykorzystywanych w różnych programach powodują powstawanie róż-

nic między mapami nachyleń (W. Drzewiecki i inni 1999, X. Zhang i inni 1999). M. Wieczorek (2007) wykazała, że różnice nachyleń dochodzą do 6°, ale tak wysokie wartości dotyczą jedynie brzegów opracowywanego obszaru. Wynika to z odmiennych sposobów dopełniania informacji i wysokości sąsiednich oczek, w sytuacji, gdy informacja ta fizycznie nie istnieje. Na pozostałym testowanym obszarze różnice nie przekraczały 2°.

4.2. Obliczanie krzywizny stoku

Krzywizna stoku, która opisuje jego kształt, zaimplementowana jest w algorytmach programów komputerowych jako pochodna drugiego rzędu, która dla modelu rastrowego przybliżana jest przez ilorazy różnicowe (J. Urbański 2008). Krzywiznę, jako pierwszą pochodną nachylenia, czyli krzywiznę wertykalną K_w , wyznacza się na podstawie równania (J. Krcho 1973, 2001):



Ryc. 3. Mapa ekspozycji powierzchni terenu (fragment Gór Sowich)

Fig. 3. Map of terrain surface exposition (part of Sowie Mts.)

Większą zależność od ukształtowania terenu niż położenia względem badanego obszaru obserwuje się w przypadku obliczania różnic ekspozycji. W eksperymencie M. Wieczorek (2007) różnice zawierały się na ogół w przedziale od 5° do 22,5° i zanotowano je na obszarach o niższym nachyleniu (doliny i spłaszczenia). W kilku punktach analizowanego obszaru zanotowano różnice kątów ekspozycji wynoszące nawet do 125°, i co warto podkreślić, nie znajdowały się one na granicy obszaru.

$$K_w = - \frac{Z_{xx}SI_{EW}^2 + 2Z_{xy}SI_{EW}SI_{NS} + Z_{yy}SI_{NS}^2}{(SI_{EW}^2 + SI_{NS}^2)q^{3/2}} \quad (9)$$

Z kolei pierwszą pochodną kierunku nachylenia stoku, czyli krzywiznę planarną (horyzontalną) K_p (wzdłuż poziomic) oblicza się z wyrażenia (J. Krcho 1973, 2001):

$$K_p = - \frac{Z_{xx}SI_{NS}^2 + 2Z_{xy}SI_{EW}SI_{NS} + Z_{yy}SI_{EW}^2}{(SI_{EW}^2 + SI_{NS}^2)^{3/2}}, \quad (10)$$

gdzie

$$Z_{xx} = \frac{Z_E - 2Z_0 + Z_W}{d^2}, \quad (11)$$

$$Z_{yy} = \frac{Z_N - 2Z_0 + Z_{SW}}{d^2}, \quad (12)$$

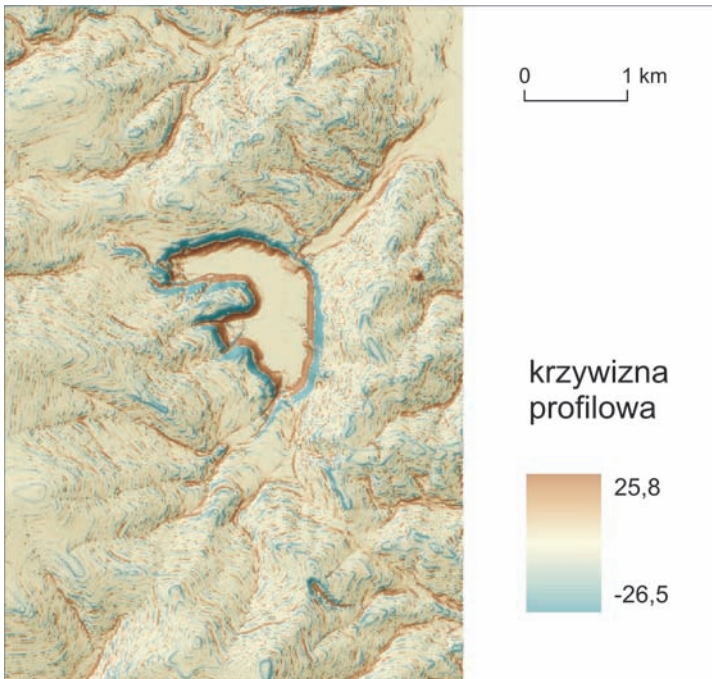
$$Z_{xy} = \frac{-Z_{NW} + 2Z_{NE} + Z_{SE} + Z_{SW}}{4d^2}. \quad (13)$$

$$q = SI_{EW}^2 + SI_{NS}^2 + 1 \quad (14)$$

płynącej. W miejscach konwergencji wartość krzywizny planarnej jest ujemna, a w miejscach dywergencji przyjmuje ona wartości dodatnie (ryc. 5).

W niektórych programach (np. ArcGIS, SURFER) można również wyznaczyć krzywiznę całkowitą, która odnosi się do powierzchni topograficznej, a nie do konkretnego kierunku (poziomego lub pionowego). Wartością krzywizny całkowitej bliską zero cechują się obszary płaskie i przełęcz. Obliczana jest ona ze wzoru:

$$K = Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2. \quad (15)$$



Ryc. 4. Mapa krzywizny profilowej powierzchni terenu (fragment Gór Sowich)

Fig. 4. Map of profile curvature (part of Sowie Mts.)

Krzywizna wertykalna stanowi istotną informację przy analizowaniu procesów akumulacji. Wartości dodatnie notowane są na stokach wklęsłych, gdzie dominuje akumulacja, a wartości ujemne na stokach wypukłych, gdzie przeważa proces erozji. Stoki jednostajnie nachylone otrzymują wartości zerowe (ryc. 4). Krzywizna planarna zaś ułatwia interpretację rzeźby terenu pod kątem konwergencji i dywergencji wody

W pracy M.J. Smitha i innych (2008) omawiane są jeszcze trzy inne rodzaje krzywizny: „tangential”, „longitudinal” oraz „cross-sectional”, które są wyznaczone tylko przez niektóre programy (ArcGIS nie umożliwia ich wyznaczenia). Znacznie trudniejsze są one również do interpretacji.

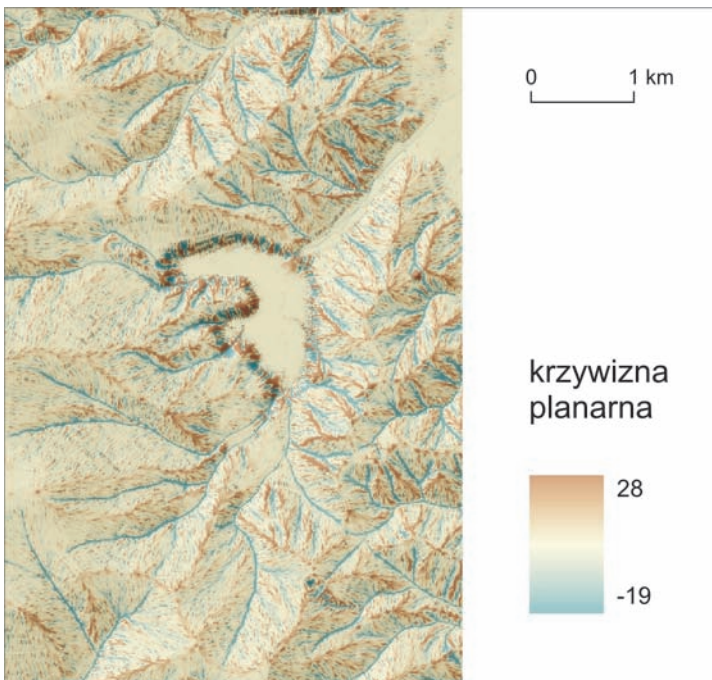
Innym podejściem do pochodnych numerycznego modelu terenu jest zaimplementowanie i przetestowanie pochodnych cząstkowych NMT

trzeciego rzędu, które zostało omówione w pracy M. Jenčo i innych (2009) jako metoda dostarczająca wystarczającej informacji do dalszego wykorzystania w procesie wykrywania linii dolinnych i grzbietowych.

Wykorzystanie podstawowych parametrów morfometrycznych jest bardzo szerokie. Wśród wielu zastosowań znaleźć można prace poświęcone klasyfikacji form rzeźby (P.A. Burrough i inni 2001, M. Wieczorek 2009), geomorfologii strukturalnej (A. Placek 2008), morfotektoniki (P. Migoń i inni 2009), analizie skutków wiatrołomów w zależności od ukształtowania powierzchni terenu (J. Kolejka i inni 2010), czy też w regionalizacji (A. Dmowska 2008).

łączy dwa lub kilka elementów zróżnicowania. Wśród tego rodzaju wskaźników można wyróżnić kilka grup, w różny sposób wykorzystujących geometryczne cechy powierzchni terenu:

- 1) pionowy rozkład masy pod powierzchnią topograficzną,
- 2) relacje między wymiarami pionowymi i poziomymi,
- 3) rozkład wektorów normalnych do powierzchni,
- 4) relacje między różnymi wskaźnikami morfometrycznymi, relacje między wielkością pola powierzchni rzeczywistej a powierzchnią rzutowaną, relacje statystyczne wynikające ze zróżnicowania wysokości powierzchni (I.S. Evans 1972).



Ryc. 5. Mapa krzywizny planarnej powierzchni terenu (fragment Górow Sowich)

Fig. 5. Map of planar curvature (part of Sowie Mts.)

4.3. Wyznaczanie ogólnego zróżnicowania powierzchni topograficznej

Do określania **ogólnego zróżnicowania powierzchni** terenu można zastosować kilka wskaźników jednocześnie lub jeden wskaźnik syntetyczny,

Ad 1. Wskaźniki grupy pierwszej określają stosunki hipsometryczne rozpatrując wymiary pionowe powierzchni w stosunku do wielkości powierzchni. Należą tu takie wskaźniki jak:

Energia względna, która jest uważana za wartość charakterystyczną dla każdego typu rzeźby,

niezależnie od wyboru jednostki odniesienia. Jest miarą odchylenia powierzchni od płaszczyzny.

Całka hipsometryczna Strahlera – bardzo popularny wskaźnik morfometryczny, określający stosunek procentowego udziału wysokości do procentowego udziału powierzchni. Obliczany jest z krzywej hipsometrycznej, przy czym obie osie są ograniczone wartościami od 0 do 1. Wielkość powierzchni pod krzywą oznacza objętość masy wyniesionej poza obręb zlewni. Wartość całki mieści się w granicach 0–1. Wyraża ona erozyjne cechy badanego obszaru, maleje bowiem w miarę postępu erozji, dzięki czemu wskaźnik znalazł powszechne zastosowanie w analizie morfologicznej zlewni. Skomplikowane obliczenia konieczne do obliczenia wartości całki próbowano zastąpić uproszczonymi metodami. Jedną z nich jest wskaźnik „elevation – relief”.

Wskaźnik **elevation – relief**, zaproponowany przez Wooda i Snella (R.J. Pike, S.E. Wilson 1971), wyraża proporcję wzniesień i obniżeń w obrębie badanego obszaru:

$$E = (H_{sr} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min}). \quad (16)$$

Wskaźnik ten przyjmuje wartości 0,15–0,85, z tendencją do grupowania między 0,4 a 0,6.

Wskaźnik, określony przez K. Hormanna jako „iloraz wysokości i punktu ciężkości i intensywność rzeźby” (*Quotient Schwerpunkthöhe / mittlere Reliefmächtigkeit*), odzwierciedla stopień i charakter rozcięcia zlewni, np. odróżnia zlewnię, w której nad rozległą płaszczyzną wznoszą się strome góry od zlewni, w której rzeka wycięła wąską dolinę.

Wskaźnik określający stosunki hipsometryczne na podstawie porównania powierzchni rzeczywistej do rzutowanej. Oznacza stopień odchylenia powierzchni rzeczywistej od płaszczyzny. Wskaźnik został po raz pierwszy zastosowany w końcu XIX wieku, jednak ze względu na pracochłonność obliczeń nie był praktycznie stosowany w epoce przedkomputerowej. Na podstawie modeli regularnych obliczali tę wartość R.D. Hobson (1972) M. Lecarpentier (1974), a K. Hormann (1968) wykorzystał do tego celu model nieregularny. Z kolei J. Lach i inni (1980) wykorzystali relacje między wielkością pola powierzchni rzeczywistej i rzutowanej do wyznaczania ogólnego zróżnicowania powierzchni terenu.

Ad 2. Do drugiej grupy należą wskaźniki łączące pionowe i poziome wymiary zróżnicowania powierzchni. Znajdują się wśród nich:

Wskaźnik ukształcenia pionowego Steinhaua (1947), oparty na kształcie profili terenu:

$$u = \sqrt{y_1 - y_2} + \sqrt{y_1 - y_2} + \dots + \sqrt{y_n - y_{n-1}} \quad (17)$$

$$U_s = \frac{u_1 + u_2}{2} \quad (18)$$

$$M = \frac{U_s}{\sqrt{P}} \quad (19)$$

Urzeźbienie powierzchni (M) jest średnią ukształcenia profili, podzieloną przez pierwiastek kwadratowy pola powierzchni (P). Jednostką tej wielkości jest metr do potęgi $-1/2$. Wskaźnik ten ujmuje zarówno głębokość rozcięcia, jak i częstość poprzez określenie liczby punktów. Badania S. Szczepankiewicza (1948) oraz A. Gadzojanisa i W. Plewniaka (1974) wykazały, że dobrze oddaje on zróżnicowanie rzeźby.

Ad 3. Trzecią grupę tworzą wskaźniki uwzględniające układ wektorów na powierzchni, wyznaczone na podstawie numerycznych modeli terenu. Do tej grupy należą:

Wskaźniki zaproponowane przez R.D. Hobsona (1972), który wyznaczył **wektory normalne do powierzchni** w trójkątnych fasetach i określił ich siłę i rozrzut. Siła wektorów wskazuje preferencję orientacji, a rozrzut oznacza zróżnicowanie nachyleń i ekspozycji. Dla obszarów płaskich siła jest wysoka a rozrzut niski, a dla obszarów zróżnicowanych siła niska a rozrzut wysoki.

Współczynnik nierówności zaproponowany przez D.M. Marka (1975), jako wskaźnik rozproszenia wektorów: $IR = 1/k = [R / (N - 1)] [1 - R/N]$, gdzie k – współczynnik rozproszenia wektorów, N – liczba wektorów, R – siła wektorów.

Ad 4. Do czwartej grupy należą wskaźniki, określające ogólne zróżnicowanie rzeźby na podstawie analiz statystycznych. Należy do nich przede wszystkim badanie rozkładów częstości (histogramów), które pozwala na określenie proporcji między wielkością poszczególnych wartości i częstością ich występowania na badanym obszarze. Analiza polega na określeniu takich podstawowych parametrów statystycznych, jak wartość średnia, wartość modalna, odchylenie standardowe, skośność, kurtoza itp. (G.U. Yule, M.G. Kendall 1966).

Badanie **rozkładów wysokości** jest znane w morfometrii od czasów popularności krzywych

hipsometrycznych w końcu XIX wieku. Wykorzystywano je przede wszystkim do porównywania hipsometrii różnych obszarów, a także do obliczania wysokości średnich tych obszarów.

Z punktu widzenia zastosowania analizy statystycznej numerycznych modeli terenu szczególnie godna uwagi jest koncepcja I.S. Evansa (1972), który przyjął, że **cechy rozkładu wysokości i nachyleń** mogą odgrywać rolę wskaźników morfometrycznych, określających podstawowe cechy rzeźby. Wysokość bezwzględna wybranego obszaru jest określana przez średnią arytmetyczną; gradient, który odpowiada nachyleniu – przez standardowe odchylenie wysokości; wypukłość terenu – przez skośność, a stopień jednorodności obszaru, którą I.S. Evans określił jako „regionalną wypukłość” – przez kurtozę. I.S. Evans zakładał ponadto, że istnieje pewien stopień korespondencji między n -tym momentem rozkładu częstości wysokości, $n-1$ momentem jego pierwszej pochodnej i $n-2$ momentem jego drugiej pochodnej. Trzeba tu jednak podkreślić, że analiza rozkładu częstości powala jedynie na określenie pionowego składnika cech geometrycznych.

W celu wyeliminowania wpływu wartości średniej na wielkość wskaźnika, S. Gregory (1976) zaproponował zastosowanie **wskaźnika zmienności**, który oblicza się poprzez podzielenie odchylenia standardowego przez wartość średnią. Wskaźnik ten został zastosowany w pracach H. Ohmori i T. Sugai (1995) oraz W. Żyszkowskiej (1980).

Programy komputerowe umożliwiają wykonywanie obliczeń podstawowych parametrów morfometrycznych, takich jak nachylenie, ekspozycja oraz krzywizna pionowa i pozioma, ale ponadto określanie na ich podstawie bardziej **złożonych cech rzeźby** powierzchni terenu. Jednym z częściej stosowanych wskaźników jest **topograficzny wskaźnik uwilgotnienia** (TWI – ang. *topographic wetness index*), pokazujący zależność między wielkością powierzchni biorącej udział w spływie powierzchniowym a wartością jej nachylenia. Wykorzystany został między innymi w opracowaniach P.A. Burrougha i innych (2001) oraz Y.X. Deng i innych (2006). Równie popularny jest **topograficzny wskaźnik wysokości** (TPI – ang. *topographic position index*) ukazujący różnicę między wysokością w danym

punkcie a wysokością uśrednioną danej powierzchni, wykorzystany w pracy M. Kasprzaka i A. Traczyka (2009) do analizy cech rzeźby Karconoszy.

Kolejną szeroką grupę stanowią parametry bazujące na statystykach opisowych, np. **wskaźnik anizotropii** lub **wymiar fraktalny**. Wszystkie te bardziej złożone parametry najczęściej nie są dostępne w ramach podstawowej oferty funkcji morfometrycznych danego oprogramowania, choć często można je wyznaczyć korzystając z dostępnych narzędzi lub też implementując je w postaci skryptu.

5. Podsumowanie

Mająca blisko stuipięćdziesięcioletnią tradycję geomorfometria należy obecnie do podstawowych metod badawczych stosowanych w geomorfologii, geologii, gleboznawstwie i wielu innych dziedzinach, związanych z analizą rzeźby terenu. Badania geomorfometryczne są elementem wielu analiz przestrzennych wykonywanych za pomocą programów komputerowych i stanowią podstawę współczesnych badań środowiskowych, dostarczając obiektywnych i porównywalnych wskaźników morfometrycznych, takich jak nachylenie i ekspozycja zboczy oraz zróżnicowanie wysokości w obrębie wyznaczonych obszarów. Obliczenia morfometryczne mogą być wykonywane zarówno za pomocą programów GIS (m.in. ArcGIS, GRASS), jak i specjalnych programów morfometrycznych (m.in. MICRODEM), wyposażonych w algorytmy, oparte na różnych zasadach i uwzględniające różną liczbę punktów. Należy zatem pamiętać, że uzyskane za ich pomocą wyniki obliczeń różnią się, aczkolwiek różnice te nie wpływają w znaczący sposób na przydatność metod geomorfometrycznych w badaniach naukowych i zastosowaniach praktycznych. Postęp w zakresie technologii informatycznej umożliwia analizowanie coraz większych obszarów z coraz większym stopniem szczegółowości, a także w przestrzeni wielowymiarowej. Nadal jednak niezmiennie kluczowym problemem pozostaje umiejętność interpretacji wyników obliczeń oraz synteza relacji, jakie zachodzą między morfometrycznymi cechami powierzchni terenu i innymi elementami środowiska.

Literatura

- Bartkowski T., 1977, *Metody badań geografii fizycznej*. Warszawa: PWN.
- Baulig H., 1959, *Morphometrie*. „Annales de Geogr.” Nr 68, s. 385–408.
- Burrough P.A., Wilson J., van Gaans P., Hansen A., 2001, *Fuzzy k-means classification of topo-climatic data as an aid to forest mapping in the Greater Yellowstone Area, USA*. „Landscape Ecology” Vol. 16, s. 523–546.
- Chaplot V., Darboux F., Bourennane H., Leguëdois S., Silvera N., Phachomphon K., 2006, *On the accuracy of interpolation techniques in digital elevation models for various landscape morphologies, surface areas and sampling densities*. „Geomorphology” Vol. 77, s. 126–141.
- Chorley R.J., 1966, *The application of statistical methods to geomorphology*. W: *Essays in geomorphology*. London: Methuen, s. 77–99.
- Clarke J.L., 1966, *Morphometry from maps*. W: *Essays in geomorphology*. London: Methuen, s. 235–274.
- Czyżewski J., 1949, *Mapa średnich wzniesień Polski*. „Czas. Geogr.” T. 20, z. 1–4, s. 198–209.
- Deng Y.X., Wilson J.P., Sheng J., 2006, *Effects of variable attribute weights on landform classification*. „Earth Surface Processes and Landforms” Vol. 31, s. 1452–1462.
- Doornkamp J.C., King G.A.M., 1971, *Numerical analysis in geomorphology*. London: Methuen, s. 372.
- Dorywalski M., 1953, *Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii*. „Przegl. Geogr.” T. 25, z. 2, s. 61–74.
- Dmowska A., 2008, *Klasyfikacja Pojezierzy Południowobałtyckich i Pojezierzy Wschodniobałtyckich w oparciu o kryterium morfometryczne*. „Landform Analysis” Vol. 9, s. 345–347.
- Drzewiecki W., Mularz S., Pirowski T., 1999, *Generowanie map spadków i ekspozycji pod nadzorem różnych systemów GIS*. „Zesz. Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej. Geodezja” T. 5, nr 1, s. 101–122.
- Dylik J., 1953, *Cechy rozwoju najnowszej geomorfologii*. „Przegl. Geogr.” T. 25, z. 2, s. 4–35.
- Evans I.S., 1972, *General geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics*. W: R.J. Chorley (ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. London: Methuen, s. 17–91.
- Gadzojannis A., Plewniak W., 1974, *Mapa intensywności urzeźbienia Sudetów Kłodzkich*. „Acta Universitatis Wratislaviensis”, nr 236, Prace Inst. Geogr., ser. A, Wrocław, s. 79–83.
- Gassmann F., Gutersonn H., 1947, *Kotenstreung und Reliefaktor*. „Geogr. Helvetica” Bd. 2, s. 122–139.
- Gerard A.J.W., Robinson D.A., 1971, *Variability in slope measurements*. „Transactions Institute British of Geographers” Vol. 54, no. 11, s. 45–54.
- Gregory S., 1976, *Metody statystyki w geografii*. Warszawa: PWN.
- Guth P.L., 1995, *Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: examples from a geomorphometric toolbox for personal computers*. „Zeitschr. für Geomorphologie” N.F., Supl. Bd. 101, s. 31–52.
- Hejmanowska B., 2005, *Wpływ jakości danych na ryzyko procesów decyzyjnych wspieranych analizami GIS*. Kraków: Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH.
- Hobson R.D., 1972, *Surface roughness in topography. Quantitative approach*. W: R.J. Chorley (ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. London: Methuen, s. 221–245.
- Hormann K., 1968, *Rechenprogramme zur morphometrische Kartenauswertung*. „Schriften Geogr. Inst. Univer. Kiel” Bd. 29.
- Hormann K., 1971, *Morphometrie der Erdoberfläche*. „Schriften Geogr. Inst. Univer. Kiel” Bd. 36.
- Hormann K., 1975, *Masstabsabhängige Grössen und Begriffe in der Geographie, erläutert an der Beispielen Hangneigung, Bevölkerungsdichte, Klima, Schnee – und Baumgrenzhöhe, Pflanzformation*. „Giesen Geogr. Schriften” No. 2, s. 181–193.
- Horn B.K.P., 1981, *Hill-shading and the reflectance map*. „Proceedings of the IEEE” Vol. 69, no. 1, s. 14–47.
- Horton R.E., 1945, *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*. „Bull. of Geol. Soc. Amer.” Vol. 56, s. 275–370.
- Jahn A., 1954, *Denudacyjny bilans stoku*. „Czas. Geogr.” T. 25, z. 1–2, s. 38–64.
- Jenco M., Pacina J., Shary P.A., 2009, *Terrain skeleton and local morphometric variables: geosciences and computer vision technique*. W: Horak J. (ed.), *Advances in Geoinformation Technologies 2009*. s. 57–76.
- Kasprzak M., Traczyk A., 2009, *Geomorfometria – aplikacje GIS i ich zastosowanie w badaniach rzeźby gór średnich (przykład Karkonoszy)*. W: T. Kalicki, J.B. Szymańda, K. Zawada (red.), *Konferencja Geomorfologów Polskich nt. „Metody badań w geomorfologii”*, Kielce, 28–30 V 2009 r., s. 92–94.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*. Warszawa: PWN.
- Kolejka J., Klimánek M., Mikita T., Svoboda J., 2010, *Polomy na šumavě způsobené orkánem kyrill a spoľučnosť reliéfu na poškození lesa*. „Geomorphologia Slovaca et Bohemica” nr 2, s. 16–28.
- Koreleski K., Szczygielski W., 1973, *Fizjograficzne przesłanki racjonalnej gospodarki produkcyjną przestrzemią rolniczą*. „Zesz. Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie, Geodezja” nr 84, z. 4, s. 23–44.
- Krcho J., 1973, *Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory*. „Acta Univer. Comen. Geogr.-Physic.” Bratislava.
- Krcho J., 2001, *Modeling of georelief and its geometrical structure using DTM: positional and numerical accuracy*. Bratislava: Q111 Publishers.
- Kugler H., 1964, *Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologi-*

- scher Kartierung. „Wissenschaftliche Veröffentlichungen. Dt. Institut für Landeskunde” N.F. Bd. 21/22, s. 541–655.
- Kugler H., 1974, *Das Georelief und seine kartographische Modellierung*. Dissert. Univ. Halle (maszynopis).
- Lach J., Tabor J., Żychowski J., 1980, *Współczynnik rozwinięcia powierzchni jako wskaźnik syntetycznego przedstawienia rzeźby*. „Rocznik Naukowo-Dydaktyczny WSP” z. 71, Prace Geograficzne VIII, s. 159–166.
- Lecarpentier M., 1974, *Analyse numerique des pentes et mesure des pentes*. „Cahiers Geogr. Quebec” T. 18, nr 45, s. 483–493.
- Li Z., Zhu Q., Gold C., 2005, *Digital Terrain Modeling. Principles and Methodology*. CRC PRESS, Boca Raton.
- Lustig L.K., 1969, *Quantitative analysis of desert topography*. W: *Arid lands in perspective*. s. 45–48.
- Malicki A., 1955, *Prace E. Romera z zakresu kartometrii i morfometrii*. „Czas. Geogr.” T. 26, s. 66–75.
- Mark D.M., 1975, *Geomorphometric parameters: a review and evaluation*. „Geografiska Annaler” Vol. 57A, no. 3–4, s. 65–177.
- Migoń P., Placek A., Żyszkowska W., 2009, *Steep slopes in the Sudetes and their morphotectonic interpretation*. „Geological Quarterly” Vol. 53, no. 2, s. 219–232.
- Neuenschwander G., 1944, *Morphometrische Begriffe, eine kritische Untersuchung auf Grund der Literatur*. Diss. Zürich.
- Ohmori H., Sugai T., 1995, *Towards geomorphometric models for estimating landslide dynamics and forecasting landslide occurrence in Japanese mountains*. „Zeitschr. für Geomorphology” N.F. Suppl. Bd. 101, s. 149–164.
- Piasecki H., 1949, *Rzeźba ziem polskich w świetle wysokości względnych*. „Czas. Geogr.” T. 20, z. 1–4, s. 210–225.
- Pike R.J., 2000, *Geomorphometry — diversity in quantitative surface analysis*. „Progress in Physical Geography” Vol. 24, s. 1–20.
- Pike R.J., Wilson S.E., 1971, *Elevation – relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area – altitude analysis*. „Bull. of Geol. Soc. Am.” Vol. 82, s. 1079–1084.
- Pitty A.F., 1969, *A scheme for hillslope analysis*, cz. I., „University of Hull. Occasional Papers in Geogr.” No. 9.
- Placek A., 2008, *Zastosowanie numerycznego modelu terenu w geomorfologii strukturalnej na przykładach z obszaru Sudetów*. „Landform Analysis” Vol. 9, s. 364–368.
- Richling A. (red.), 2007, *Geograficzne badania środowiska przyrodniczego*. Warszawa: PWN.
- Richter H., 1962, *Eine neue Methode der großmaßstäbigen Kartierung des Reliefs*. „Petermanns Geogr. Mitt.” Jg. 106, s. 309–312.
- Savigear R.A.G., 1952, *Some observation on slope development in south Wales*. „Transactions and Papers. Brit. Inst. Geogr.” No. 18, s. 31–51.
- Smith M.J., Goodchild M.F., Longley P.A., 2008, *Geospatial Analysis: A comprehensive guide to principles, techniques, and software tools*. 2nd Edition. London: Troubador.
- Smoleński J., 1933, *Niektóre metody morfometryczne*. „Wiadomości Geograficzne” T. 9, nr 1–2, s. 4–6.
- Steinhaus H., 1947, *O wskaźniku ukształcenia pionowego*. „Przegl. Geogr.” T. 21, s. 113–115.
- Strada L., 1932, *O najważniejszych zagadnieniach i potrzebach morfometrii*. „Polski Przegl. Kartogr.” Nr 48, T. 5, s. 213–234.
- Strahler A.H., 1950, *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*. „Amer. Journ. of Science” Vol. 248, s. 673–696.
- Strahler A.H., 1952, *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. „Bull. of Geol. Soc. Am.” Vol. 63, s. 1117–1142.
- Strahler A.H., 1954, *Statistical analysis in geomorphic research*. „Journal of Geology” No. 1, s. 1–25.
- Strahler A.H., 1956, *Quantitative slope analysis*. „Bull. of Geol. Soc. Am.” Vol. 67, s. 571–596.
- Szczepankiewicz S., 1948, *Intensywność urzeźbienia krajobrazu okolic Wałbrzycha*, „Prace Wrocławskiego Tow. Naukowego” ser. B, nr 8.
- Śleszyński P., 2009, *Wykorzystanie danych georadarnowych SRTM-3 w analizie zróżnicowania ukształtowania terenu Polski*. „Polski Przegl. Kartogr.” T. 41, nr 3, s. 237–252.
- Unwin D., 1981. *Introductory Spatial Analysis*. London: Methuen & Co.
- Urbański J., 2008, *GIS w badaniach przyrodniczych*. Gdańsk: Wydawn. Uniwersytetu Gdańskiego.
- Werner J., 1974, *Zur Bedeutung einer EDV – Relief Datei für Geomorphologie*. „Zeitschrift für Geomorphologie” N.F. Bd. 18, Nr 3, s. 316–328.
- Wieczorek M., 2007, *Metody wyznaczania nachyleń i ekspozycji na podstawie numerycznego modelu wysokości*. W: *Współczesne problemy metodyki kartograficznej*. „Prace i Studia Kartograficzne” T. 1, Lublin, s. 210–217.
- Wieczorek M., 2009, *Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen) – morphometric characteristics*. W: *24th International Cartographic Conference, Santiago, Chile, 15th to 21st of November, Conference Proceedings*, s. 1–8.
- Wieczorek M., Szymanowski M., Lupa P., 2010, *Modelowanie wysokości terenu technikami interpolacji przestrzennej*. W: *Nueryczne modele terenu w kartografii*. „Główne problemy współczesnej kartografii 2010”, s. 96–107.
- Yule G.U., Kendall M.G., 1966, *Wstęp do teorii statystyki*. Warszawa: PWN.
- Young A., 1972, *Slopes*. Edinburgh: Oliver-Boyd.
- Zhang X., Drake N.A., Wainwright J., Mulligan M., 1999, *Comparison of slope estimates from low resolution DEMs: Scaling issues and a fractal method for their solution*. „Earth Surface Processes and Landforms” Vol. 24, s. 763–779.

- Żyszkowska W., 1978, *Zastosowanie numerycznych modeli terenu do kartometrycznej analizy rzeźby*. „Acta Univer. Wratisl.” Nr 340, Prace Inst. Geogr., ser. A, s. 163–176.
- Żyszkowska W., 1980, *Analiza charakterystycznych cech rzeźby na podstawie numerycznych modeli terenu*. Praca doktorska, maszynopis, Instytut Geografii Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Żyszkowska W., Górecki A., Krupski J., Nowak-Ferdus E., Pawlak W., 1990, *Sieci pól odniesień przestrzennych w analizie, definiowaniu i syntezie zróżnicowania cech środowiska geograficznego*. W: *Kartograficzny opis rolniczej przestrzeni produkcyjnej*. „RPBR-21” z. 4, Akademia Rolnicza, Wrocław, s. 7–40.

Recenzowała dr hab. Ewa Smolska

The Morphometric Relief Characteristic on a Basis of Digital Terrain Models

Summary

Keywords: geomorphology, spatial analyses, DTM, 3D surfaces, GIS, geomorphometry

Morphometry, which has been accompanying geography since 19th century, establishes numerical parameters describing Earth surface relief. Every type of measurement is conditioned by certain methodological assumptions which determine the way they are conducted. In the process it is very important to adjust the scale of the elaboration to the size of forms under analysis and to the goal of research. The choice of the size of reference units in which morphometric parameters are determined is equally essential. A.F. Pitty (1969), A.J.W. Gerard and D.A. Robinson (1971) stressed the relation between the calculated slope angle and the size of the interval in which the angle is measured, even during measurements in open terrain.

Morphometric parameters in traditional morphometry were determined on the basis of contour-line image of relief. Slope and slope aspect were then determined. Nowadays, the parameters are calculated on the basis of digital terrain models in the form of TIN or GRID. The article presents the algorithms for calculation of slope and slope aspect with the use of raster model. Depending on the number of adjacent grids considered in calculations, the algorithms for the determination of slope and slope aspect base on two, three, four, eight and nine points (P.L. Guth 1995).

Among basic attributes of topographic surface describing the shape of the slope is surface curvature,

composed of two elements – horizontal convexity and vertical convexity. Vertical curvature provides significant information for the analysis of accumulation processes, while horizontal curvature enables interpretation of terrain relief in the aspect of convergence and divergence of flowing water. Time-consuming measurement of curvature on maps is substituted with terrain profile analyses. At the moment it is possible to establish not only vertical and horizontal, but also general curvature.

In order to determine general terrain roughness one can use several markers simultaneously or a single synthetic marker combining two or more variation elements. Such markers belong to several distinct categories which use geometric terrain features in different ways. The first group determines hypsometric relations using vertical area dimensions in relation to area size. The second group includes markers which combine vertical and horizontal dimensions of area variation. The third group are markers accounting for the vector image of the surface determined on the basis of digital terrain models. The fourth group consists of markers which determine general terrain roughness basing on statistical data.

Regardless of the tool used to support the morphometric analysis of terrain surface, it is the interpretation of calculated markers and parameters which remains crucial.

Translated by M. Horodyski

